UDC 55 (05)

U. I. C. C.
JUN 2 1976
LIBRARY

地質調査所月報

第 27 巻　第 3 号

目　次

報　文

小玉喜三郎・本多　進・藤田　仁・新田　潔・鈴木尉元：
基盤のブロック状変形に伴う断層形成の数値実験（その 1）—— 基盤ブロックの大きさが地表変形に及ぼす効果について—— 1 （123）
渡辺史郎：地磁気・重力異常からみた南九州の地球物理的特徴 13 （135）
飯塚　進・井波和夫：地球化学的標準試料 JG-1 および JB-1 の物理的性質 33 （155）

資　料

岸本文男（訳）：火山源地質生成帯東アジア生成系の後中生代酸性火山活動について 45 （167）
資 料 室：新着資料の紹介 53 （175）

工業技術院地質調査所

昭和 51 年 3 月

地質調査所への連絡は

本　　所	〒213	神奈川県川崎市高津区久本 135	☎（044）866—3171
東京分室	〒162	東京都新宿区市ケ谷河田町 8 番地	☎（03）341—7131
北海道支所	〒060	北海道札幌市中央区南 1 条西18丁目29番地	☎（011）611—4465
東北出張所	〒980	仙台市本町 3 丁目 3 番 1 号（仙台合同庁舎内）	☎（0222）21—4701
名古屋出張所	〒460	名古屋市中区三ノ丸 2 丁目 5 番 2 号（名古屋通産局総合庁舎内）	☎（052）951—6416
大阪出張所	〒540	大阪市東区法円坂町 6 の25（大阪第 2 合同庁舎別館）	☎（06）941—5377
中国出張所	〒730	広島市上丁堀八 6 番30号（広島合同庁舎 3 号館）	☎（0822）21—1945
四国出張所	〒760	高松市番町 1 の10の 6（四国通産局内）	☎（0878）31—3254
九州出張所	〒815	福岡市南区大字塩原字アイゾ 497 の 2（通産省福岡総合庁舎内）	☎（092）551—6099

KODAMA, K.
HONDA, S.
FUJITA, H.
NITTA, K. and
SUZUKI, Y.

基盤のブロック状変形に伴う断層形成の数値実験(その1)
——基盤ブロックの大きさが地表変形に及ぼす効果について——

小玉喜三郎・本多　進・藤田　仁・新田　潔・鈴木尉元

地質調査所月報，vol. 27, no. 3, p. 123-134, 1976
10 illus., 2 tab.

この実験では，基盤がブロック状の一様な上昇変形をするとき，均質等方性の弾塑性体に仮定された被覆層中に塑性域が発達する過程を，コンピュータを用いた有限要素法で求めた．とくに小論では，ブロックの大きさの違いが地表ふきんの断層発達の様式に及ぼす効果について検討した．地層の厚さに対して相対的に幅が異なる大・中・小のブロックをもつ場合を設定して実験した結果，幅が狭い場合は地表部に正断層域が発達しやすく，幅が広くなるほど逆断層域や基盤境界から達する垂直断層域が発達しやすい．このような対照的な差を示す結果を，実際の南関東にみられる小断層の発達様式や基盤変形の様式と比較・検討してみた．

551.24.02

WATANABE, S.

地磁気・重力異常からみた南九州の地球物理的特徴

渡辺　史郎

地質調査所月報，vol. 27, no. 3, p. 135-154, 1976
22 illus.

宮崎，鹿児島の両県と日向灘について，地磁気と重力の資料をもとにして，地球物理的観点からこの区域の特徴を考察した．宮崎県と日向灘では卓越構造方向は北東－南西に顕著であり，鹿児島県に至って漸次南北方向に向きを変えており，地表地質から知られている西南日本弧と琉球弧の方向と一致することが明らかにされた．宮崎平野には，地表面に表われていないが，密度や磁性等の物性からみて塩基性と思われる岩体の存在が推定される．

550.831：550.838(522.7/.8)

IIZUKA, S.
INAMI, K.

地球化学的標準試料 JG-1 および JB-1 の物理的性質

飯塚　進・井波和夫

地質調査所月報，vol. 27, no. 3, p. 155-165, 1976
15 illus., 1 pl., 4 tab.

地球化学的標準試料 JG-1 および JB-1 の物理的性質を測定した．これは標準試料の基本的データとして，物性試験方法の相対的な比較や器機の実用上の検定試料とするなど多目的な利用を目的としている．主な結果は次の如し．

1. JG-1 は弾性波速度異方性が著るしく，最大12%に達する．
2. 破壊強度は JG-1 が 1,560－6,760 kg/cm² (封圧 1－2,000 kg/cm²)，JB-1 が 3,060-6,510 kg/cm² (封圧 1-1,500 kg/cm²) である．
3. JG-1 および JB-1 の磁化の強さは 10^{-7} および 10^{-3}－10^{-4} emu/cc 程度，Q 値は 10^{-2} および 10^{0}-10^{1} 程度である．

550.84

translated by
KISHIMOTO, F.

火山源地質生成帯東アジア生成系の後中生代酸性火山活動について

V. F. Belyy, I. N. Kotlyar, A. P. Milov, P. P. Pavlov:
岸本文男（訳）

地質調査所月報，vol. 27, no. 3, p. 167-173, 1976
1 illus., 1 tab.

標記生成系はオホーツク=チュコトカ帯，シホテ=アリン帯，本州=朝鮮帯，東中国帯の4帯に分けられ，オ=チ帯では酸性火山岩が少なく，シ=ア帯から本=朝帯に向かって多くなる．東中国帯の場合は詳らかでない．一般に酸性火山活動は安山岩質火山活動に続いて進行し，後者の活動が比較的弱い本=朝帯の場合でも深部の安山岩質・玄武岩質マグマ留は地殻中での花崗岩質マグマの形成を促がしたイントラテルリックな流体の起源に重要な役割を果している．酸性マグマのマグマ留が地殻中に存在したことはまず間違いなく，「濃飛流紋岩」と近親関係にある花崗岩の$^{87}Sr/^{86}Sr$比が低いのは地殻とマントルの物質の相互反応に原因する．

551.21 : 551.76

報　文

551.24.02

基盤のブロック状変形に伴う断層形成の数値実験*　その1

——基盤ブロックの大きさが地表変形に及ぼす効果について——

小玉 喜三郎**　本多　進***　藤田　仁***　新田　潔***　鈴木 尉元**

Numerical Analysis of Faulting in the Course of Block Deformation—(1) Effect of width of the basement block on faulting near the earth's surface—

Kisaburo KODAMA, Susumu HONDA, Kiyoshi NITTA,
Hitoshi FUJITA and Yasumoto SUZUKI

Abstract

The elasto-plastic deformation of surficial layer on the basement block is analysed by the finite element method. Von Mises's criterion is applied to decide the yielding condition. Three models, in which 2B/D is 0.8, 2.0 and 4.0 where B and D show a half width of the basement block and thickness of the layer respectively, are planned.

Three types of plastic regions of V, N and R are appeared in the course of deformation. V plastic region is developed around the corner of the block at first. Judging from stress patterns, vertical and horizontal faults can be formed in the region. N and R plastic regions are developed at the shoulder and elbow of the upper surface respectively in the next stage of deformation. Normal and reverse faults can be formed at either part respectively. In the course of deformation, strain inhomogeneity increases remarkably in the model system.

V and R plastic regions are apt to occur in the model of wide basement, and N plastic region is more easily developed in case of narrow basement block. These differences are compared with the natural fault patterns found in the south Kanto district, central Japan.

1. はじめに

地殻中の造構応力場の解析はこれまでいろいろな地域で行われ，断層発達と地殻変形の機構が研究されてきた．とくに同一地域において，造構応力場の異なる断層系が時代とともに発達する例が明らかにされ，構造運動の発展に応じて断層が形成される機構が研究されてきた（垣見，1974；衣笠ほか，1969; KODAMA, 1975 など）．

上のような造構応力場は，しばしばその方向や大きさが飛躍的に変遷することが多い．その原因を，地殻に作用する水平外力の急変化に求め，基盤変形のタイプが大きく変わったことによるとする考えと，基盤はもともとブロック化した昇降運動をするが，その形状や，新しい断層の発生自体によって，地表での造構応力場が急変してあらわれるとする考えがある．

いずれにしても，地表付近の応力場が基盤の形状や運動に直接規制されているわけで，このような構造は，新潟地域や関東地域の油田・ガス田の新第三系の構造にみられる基本的な形式である（鈴木ほか，1974；小玉ほか，1974）．

この一連の論文で，筆者らは上で述べた2つの基盤運動の仮定のうち，とくに後者のモデルについて検討する．本論文では，平坦な基盤ブロックが一様な上昇変形をするときに，被覆層中に断裂域が発達していく過程

* 1974年12月構造地質研究会，1975年6月石油技術協会にて発表．
** 燃料部　*** 元芝浦工業大学土木工学科

を解析し，それがブロックの大きさによりどう影響されるかを検討した．

これまで，ブロック変形に伴う断裂の発生機構に関する実験的または理論的研究は，断裂が発生する前の弾性応力の集中を扱った場合が多い（Hafner, 1951; Sanford, 1959; 藤井，1974; 衣笠，1974など）．一部には断裂が形成されたのちの周辺の応力分布に関する研究もある（Ogusa, 1967; Gzovskii・平山，1969など）．しかし，断裂が形成されていく各過程を扱った研究は，スケールモデル実験（小玉ほか，1974など）を除いてほとんで行われていない．今回の実験では，このような過程を数値実験で解析することにより，さらに詳しく明らかにできた．

本実験および論文をまとめるにあたり，地質調査所の三梨 昂・垣見俊弘・小出 仁・衣笠善博・星野一男・加藤碵一の各氏，ならびに東京大学地震研究所南雲昭三郎氏には様々な御指導・御批判をいただいた．また東京教育大学の藤田至則氏や新潟大学の植村 武氏はじめ，構造地質研究会の方々に様々な御検討をいただいた．芝浦工業大学の高田武雄氏には終始はげましとご援助をいただいた．工業技術院電子総合研究所の西村怒彦氏ならびにコンピュータ・サービス株式会社の野村利男氏には，電子計算機使用の上の技術的な様々の御指導をいただいた．これらの方々に心より感謝申し上げる．

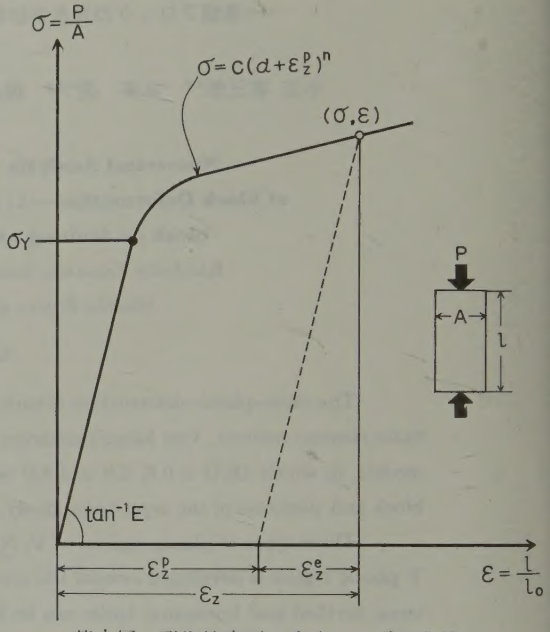
2. 弾塑性体の数値実験法

2.1 弾塑性変形

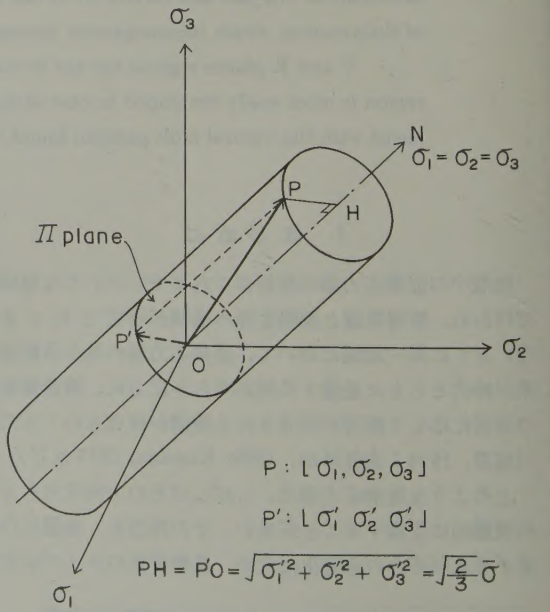
地殻変形を巨視的にみた場合，その一部に発生する断層群は相対的には微少破壊とみなされ，全体として弾塑性変形をすると解釈できる．岩石の物性試験においても，試験片に対して相対的に微小な破壊が生ずる初期の変形段階は，このような弾塑性変形の型を示す．たとえば第1図に示すように，応力とひずみの関係は，ひずみが小さいときは線形性を示すが，ひずみが大きくなると非線形性に移行する．線形部分のひずみは除荷したとき回復する弾性を示すが，非線形部のひずみは除荷しても復元しない塑性を示す．線形から非線形に移る点は降伏点あるいは弾性限界とよばれる．

初めて降伏したときの条件を初期降伏条件という．弾性体から塑性体への移行は初期降伏条件で判定することができる．降伏条件の判定には Tresca の条件や von Mises の条件が用いられるが（Jaeger, 1962），この実験では後者を用いた．

von Mises の条件では，任意の座標系 (O–xyz) におけるある点の応力テンソルの成分を ($\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z, \tau_{xy}, \tau_{yz}, \tau_{zx}$) としたとき，$f = \sqrt{1/2}\,[(\sigma_y-\sigma_z)^2+(\sigma_z-\sigma_x)^2+(\sigma_x-\sigma_y)^2+6(\tau_{yz}^2+\tau_{zx}^2+\tau_{xy}^2)]^{1/2} = \bar{\sigma}$ で表わされるスカラー値 f が，一定の大きさを越えたとき降伏すると判定する．単軸圧縮試験の場合，これは降伏強度 σ_Y に相当する応力値である．そこでこれを $\bar{\sigma}$ とおき，相当応力とよぶ．



第 1 図 弾塑性変形の応力—ひずみ曲線



第 2 図 von Mises の降伏条件の幾何学的表示

von Mises の条件は主応力座標系 ($O-\sigma_1\sigma_2\sigma_3$) で示すと，原点を通り3軸に対して等しい傾角を持つ直線 ON ($\sigma_1=\sigma_2=\sigma_3$) を中心軸とした半径 $\sqrt{2/3}\,\bar{\sigma}$ の円柱で表示される（第2図）．円柱の内部の点 P における応力に対しては，材料の要素は完全に弾性の状態である．降伏にどれだけ近づいているかは，P から ON へ至る距離 PH により判断される．

図でも明らかなように，降伏条件は静水応力の状態をあらわす ON の大きさには全く影響されない．しかし，一般に岩石の三軸圧縮試験によれば，応力・ひずみ曲線は封圧条件によって大きく変化する．したがって上でのべた円柱は，ON を軸とした円錐ないしラッパ状管とするのが妥当であろう．ただし今回の実験ではこれを円筒として扱った．そして，自荷重の影響は，はじめから静水応力として作用すると仮定したので，von Mises の条件にしたがい，この項を省略して計算した．

2.2　弾塑性体の構成方程式と有限要素法

個々の材料に応じた応力とひずみの関係を示すテンソル方程式を構成方程式という．弾性体解析では次の関係であらわされる．

$$\{\sigma\}=[D]^e\{\varepsilon\} \quad \text{または} \quad \{d\sigma\}=[D]^e\{d\varepsilon^e\}$$

ただし $\{\sigma\}$ および $\{\varepsilon\}$ は応力テンソルおよびひずみテンソルの成分からなる列ベクトルで，$\{d\sigma\}$ および $\{d\varepsilon^e\}$ はこれに対応する応力増分および弾性ひずみ増分の成分ベクトルである．$[D^e]$ は弾性体の応力・ひずみマトリックスで，平面ひずみ場における等方性材料については，弾性係数 E とポアソン比 ν を用いて次のようにあらわされる．

$$[D^e]=\begin{pmatrix} \dfrac{E}{1-\nu} & \dfrac{E}{1-\nu^2} & 0 \\ \dfrac{E\nu}{1-\nu^2} & \dfrac{E}{1-\nu^2} & 0 \\ 0 & 0 & \dfrac{E}{2(1+\nu)} \end{pmatrix}$$

塑性部は次のようなひずみ硬化曲線であらわされる（第1図参照）．

$$\bar{\sigma}=c(\alpha+\varepsilon^p)^n$$

ここで，c, α, n は単軸変形試験で求められる物性定数であり，$\bar{\sigma}$ および ε^p は，軸相当応力および軸塑性ひずみである．

弾塑性体においては，応力とひずみの関係が両者を合わせたかたちとなる．したがって応力増分 $\{d\sigma\}$ と全ひずみ増分 $\{d\varepsilon\}$ を結ぶ増分形の構成方程式は次のようになる．

$$\{d\sigma\}=[D^p]\{d\varepsilon\}$$

ここで $\{d\varepsilon\}=\{d\varepsilon^e\}+\{d\varepsilon^p\}$

$$[D^p]=[D^e]-\frac{4G}{S_0}\begin{pmatrix} \sigma_x'^2 & \sigma_x'\sigma_y' & \sigma_x'\tau_{xy} \\ \sigma_x'\sigma_y' & \sigma_y'^2 & \sigma_y'\tau_{xy} \\ \sigma_x'\tau_{xy} & \sigma_y'\tau_{xy} & \tau_{xy}^2 \end{pmatrix}$$

ただし，$S_0=\dfrac{4}{9}\bar{\sigma}^2(H'+3G)$，$G=\dfrac{E}{2(1+\nu)}$

$$H'=\frac{d\bar{\sigma}}{d\varepsilon^p}=nc(\alpha+\varepsilon^p)^{n-1}$$

$$\sigma_x'=\sigma_x-\sigma_m,\ \sigma_y'=\sigma_y-\sigma_m,\ \sigma_z'=\sigma_z-\sigma_m$$

$$\sigma_m=\frac{1}{3}(\sigma_x+\sigma_y+\sigma_z)$$

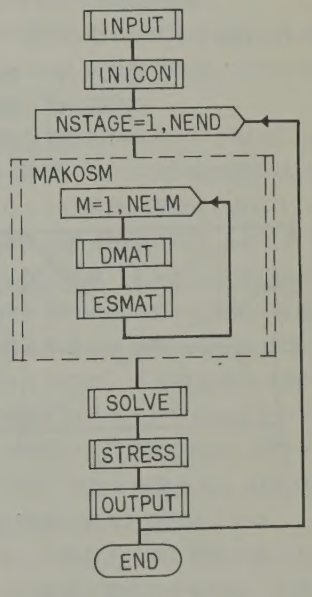
今回用いたプログラムでは，増分法にしたがって各変形段階（以下ステージとよぶ）ごとに構成方程式を解く．このとき，先に述べた降伏条件の判定にしたがって，各要素ごとに $[D^e]$, $[D^p]$ のいずれかを選択していく．このようにして全変形段階の解析を行った．

第3図はプログラムの流れ図で，各ブロックにおける主な内容は次のとおりである．なおこのプログラムは山田（1972）によるものに一部改訂を加えて作成したものである．

INPUT: ステージ総数 (NEND), 要素総数 (NELM) や節点，要素，物性，境界条件などに関するデータの入力．

INICON: 全体剛性マトリックスを作るための準備，および弾性剛性マトリックス $[D^e]$ の作成．

MAKOSM: 塑性域に達した要素だけは孫サブルーチン DMAT で塑性剛性マトリックス $[D^p]$ を作り $[D^e]$ と取り替える．次に孫サブルーチン ESMAT で全体剛性マトリックスを組み立てる．



第3図　弾塑性有限要素法解析のフローチャート

SOLVE: 全体剛性マトリックスを係数とする連立一次方程式を共役傾斜法で解き，各節点変位増分を求める．
STRESS: 各要素の相当応力を求め，その要素の降伏条件を最も大きく越える要素を判定する．これから逆に，ただ1つの要素だけが降伏条件に達するように境界増分条件を縮小（または拡大）する率を求め，これをつかってこのステージでの応力分布，ひずみ分布，相当応力分布と各節点の変位増分を求める．降伏応力を越えた要素については，次のステージで $[D^p]$ を採用するよう準備する．
OUTPUT: 計算結果のうち任意のものを印刷する．またカーブ・プロッタを用いて計算結果を直ちに自動図化する．

なおコンピュータは地質調査所の TOSBAC 3400/51 を用いた．

3. モデルと実験条件

この実験では，地層中の断層発達が基盤のブロック状変形を直接反映するという考えにもとづき，その垂直断面を平面ひずみ問題として解析した．第4図および第1表に，この実験の構成と全てのパラメータを示した．

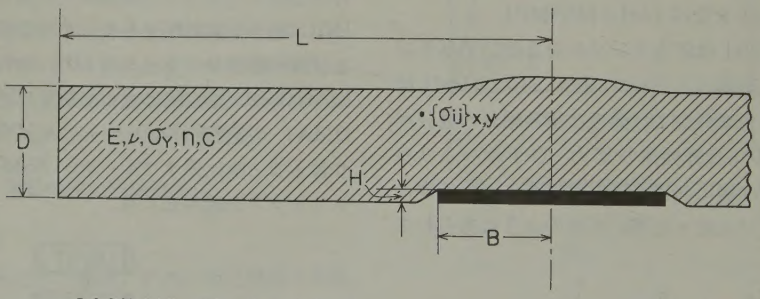
第1表 モデルを構成するパラメータ

記 号	内 容	次 元
σ_{ij}	応力テンソルの成分	$[L]^{-1}[M][T]^{-2}$
E	ヤング率	$[L]^{-1}[M][T]^{-2}$
ν	ポアソン比	無 次 元
σ_Y	降伏強度	$[L]^{-1}[M][T]^{-2}$
n	塑性硬化曲線の指数	無 次 元
c	塑性硬化曲線の勾配	$[L]^{-1}[M][T]^{-2}$
D	地層の厚さ	$[L]$
B	ブロック幅の半分	$[L]$
L	システムの長さ	$[L]$
H	ブロックの上昇量	$[L]$
x, y	座標	$[L]$

π 定理を用いて互いに独立な無次元パラメータを求めると，このシステムの物理方程式は次のように示される (Shimamoto, 1974).

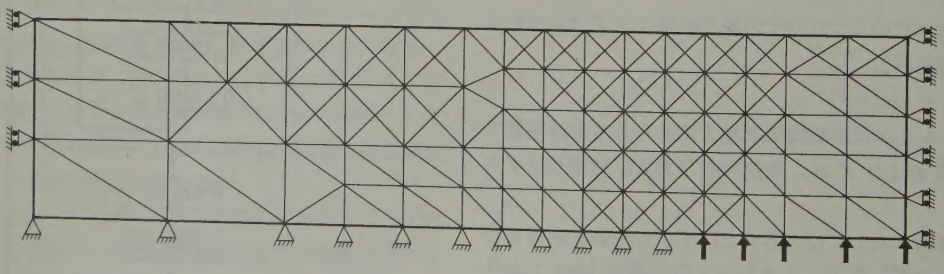
$$\Pi(D/L, H/D, B/D, \nu, \sigma_Y/E, \sigma_Y/c, n, \sigma_{ij}/E, x/D, y/D)=0$$

したがって特定な位置における応力状態は



CASE "A" 2B : D = 0.8 : 1
CASE "B" 2B : D = 2 : 1
CASE "C" 2B : D = 4 : 1

第4図 モ デ ル の 構 成



NOD NUMBER 124
ELEMENT NUMBER 207

第5図 要素の分割と境界の変位拘束条件

$(\sigma_{ij}/E)_{x,y} = \phi(H/D, B/D, \nu, \sigma_Y/E, \sigma_Y/c, n)$

ただし D/L は L を十分大きくとることによって省略した．

このように，このシステムのひずみ状態は物性に係る4つのパラメータと，形状に係る2つのパラメータで規定されていることがわかる．そこでこの実験では，一定の厚さの地層に対する基盤ブロックの幅の比，すなわち B/D が異なる次の3つのケースを設定して解析した．

CASE A: $2B: D = 0.8 : 1$

CASE B: $2B: D = 2 : 1$

CASE C: $2B: D = 4 : 1$

実験結果は基盤上昇率 $H_d(H_d = H/D \times 100, \%)$ ごとに検討した．そして変形する地層の物性パラメータは全ての実験につき共通とした．これには中新世三浦層群中のシルト岩の三軸物性試験（Hoshino et al., 1973）などにもとづき，つぎのような値を与えた．

$\nu = 0.25,\ \sigma_Y/E = 0.013,\ \sigma_Y/c = 0.27,\ n = 0.32$

σ_Y/E の値は初期降伏時の軸ひずみが 1.3%であることを示している．

周辺の変位拘束条件および要素の分割は，第5図に示した．これは上昇ブロック部の幅が異なる以外，3つのケースについて全て共通である．

4. 実験結果

4.1 塑性域のタイプと拡大過程

ケースA，B，Cのそれぞれについて，要素が塑性に達していく過程を同じ基盤上昇率（Hd）ごとに比較して示した（第6図，第7図）．

いずれのケースでも，塑性域はまず基盤ブロックの境界部から発生しはじめ，基盤が上昇するにつれて垂直に上方へ向かって拡大していく．この一連の塑性域拡大系列をここでは V 系とよんでおこう．

基盤上昇率がある程度の大きさに達すると，新たに別の塑性域が地表部から発達し始める．これには2つの拡大系列がある．1つは地表変形の肩（shoulder）または頂部（crest）から発達するもので，もう1つは同じく地表変形の肘部（elbow）から発達するものである．これらをそれぞれ，N 系および R 系とよぶことにする．

V 系の塑性域の拡大過程は，ケースA，B，Cとも，各 Hd に対してほとんど変わりがない．ただ基盤上昇がかなり進んだ段階（たとえば Hd=6%）では，ケースCの場合のみ，V 系が地表部まで発達している．

N 系は，ケースAよりB，Cになるほど，Hd の進んだ段階で発達しはじめる．第7図によれば，この系は，ケースAの場合には Hd=2.1%の段階で，ケースB，Cではそれぞれ Hd=3.4%，4.7%の段階で初めて発達しはじめる．また N 系の発達する場所は，ケースAの場合には地表の隆起部の頂部だが，ケースBからCになるほど，降起の肩部に集中する．ケースCの場合には，塑性域が最後まで頂部に形成されなかった．N 系の塑性域は，ケースBおよびCの場合，まず隆起肩部の曲率の最も高い部分から生じはじめ，それから徐々に，頂部方向あるいは逆の肘部方向へと水平に拡大していく．

R 系の発達は，以上とは対照的に，ケースAからケースCになるほど顕著である．それは第6図の Hd = 6 % の図に示されている．また第7図によれば，この系はケースC，B，Aの順で，Hd=4.2%，4.5%，5.3% と変形の早い段階から発達しはじめる．ケースA，Bの場合には，R 系は N 系よりあとから発達しはじめるが，ケースCの場合には先に発達しはじめる．

以上のように，基盤ブロックの上昇程度が同じ条件でも，その幅に応じて，とくに地表部にあらわれる塑性域のタイプや発生時期に対照的な差異の現れることが示された．すなわち，相対的に基盤の幅が大きいほど，V 系の塑性域が地表に達しやすく，R 系がよく発達する．そして N 系は比較的あとの段階になってから，隆起の肩部に限って発達する．逆に基盤の幅がある限度以下に小さくなると，N 系が隆起の頂部を中心に著しく発達し，R 系の発達は逆に少なくなる．

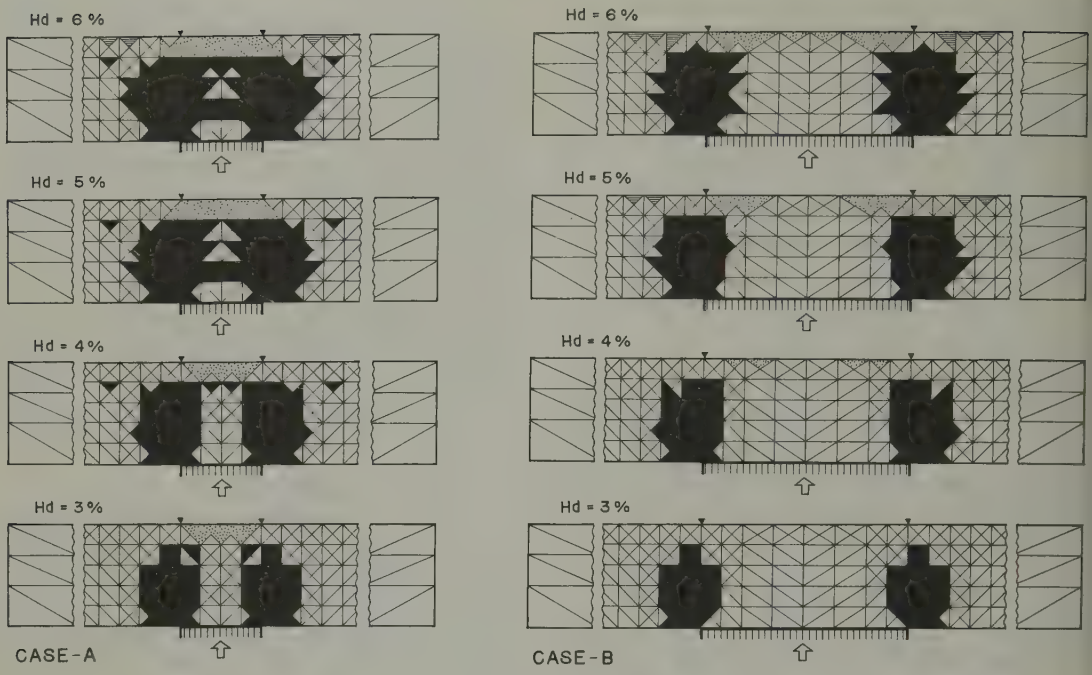
これらの傾向は自然の条件と比較すると大変興味ある問題であるので，第5章でさらに検討したい．

4.2 塑性体ブロックの断続的形成

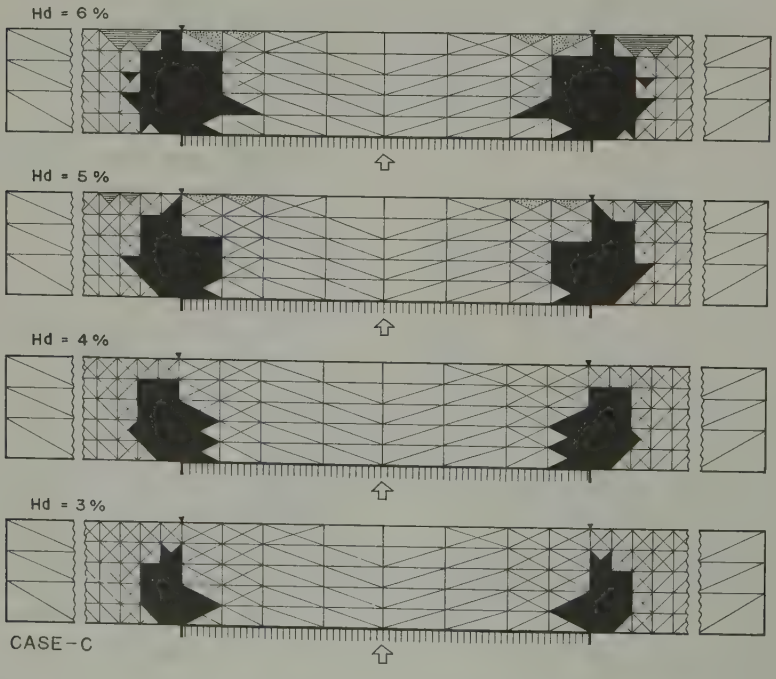
第7図は要素が塑性に達する順序を基盤上昇率（Hd）に対して全てプロットしたものである．このうちとくに V 系の発達に注目してみよう．

まずケースBを見ると，6ステージ（Hd=1.2%）までに，一定の面積（体積）の9つの要素が塑性体になっていく．しかし次の1つの要素が塑性体になる7ステージまでには，1要素につき ΔHd=0.26% というかなりの基盤上昇増分が必要である．7ステージで1つの要素が塑性体になると18ステージまで次々と要素が塑性体となる．この間の基盤上昇増分は ΔHd=0.86% であり，15個の要素が塑性になるので，1要素当たり ΔHd=0.057%である．以下同様に18ステージから19ステージにかけては1要素当たり ΔHd=0.37%必要だが，19ステージから27ステージまでは，平均1要素当たり ΔHd=0.038%で，新しく13個の要素が次々と塑性体となる．

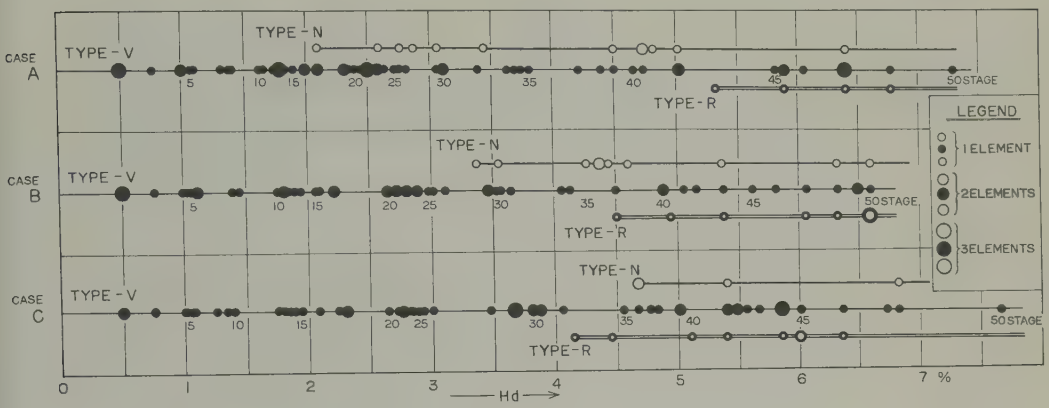
このように，少しの基盤上昇率で要素が次々と塑性になる区間と，1つの要素が塑性になるのに，1桁大きいオーダーの基盤上昇増分が必要な区間のあることがわか



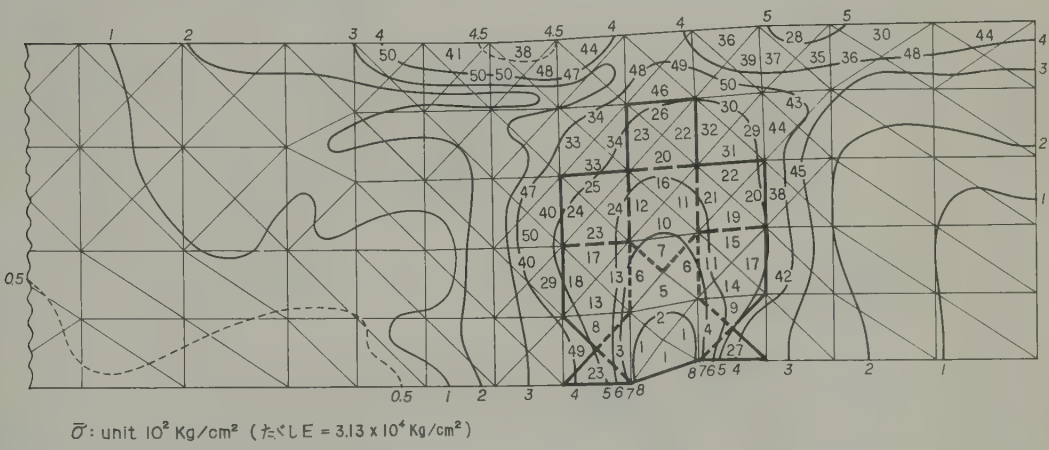
第 6 - a 図　塑性域の拡大過程(1)　ケースAおよびケースB，図中の黒色部はV系の塑性域，点部はN系，横線部はR系のそれぞれ塑性域を示す



第 6 - b 図　同，ケースC，記号は a 図と同じ



第7図　塑性域の拡大過程(2)



$\bar{\sigma}$: unit 10^2 Kg/cm² （ただし E = 3.13 x 10^4 Kg/cm²）

第8図　塑性域の拡大過程(3)　ケースBの場合の部分図（本文4．2参照）

る．

第8図には，同じケースBについて，要素が塑性になっていく順序を番号で示し，相当応力値の分布をコンターで示した．これを見ると，6ステージまでに短破線で囲んだ部分が塑性になる．そして7ステージから18ステージには新たに長破線で囲んだ部分が，その外側をとりまくように発達する．19ステージから27ステージまでも同様である．

したがつて先に示した連鎖的な塑性域の形成過程は，同心状に分布するほぼ等しい塑性ポテンシャル域に，塑性が進行していく過程に対応している．そして，次の新たなポテンシャル域に塑性が広がるためには，一定の基盤上昇増分が必要なことがわかるだろう．

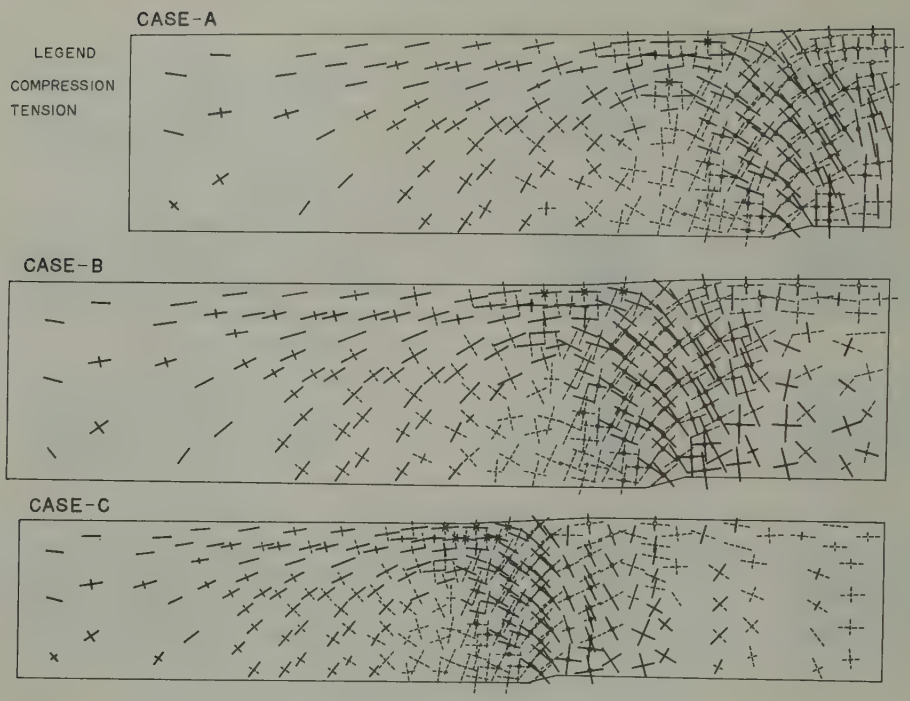
上のような塑性域の断続的な進行は，塑性ポテンシャル域を有限な要素に分割したため生じると解釈される．しかし自然の破壊の進行過程においても，たとえば地震体積（坪井，1961）の概念のような，一定量のひずみ限界をもつ有限要素を想定するなら，余震の発生のような連鎖的な破壊の進行過程を同様に理解することができよう．そして，基盤の変形が一様な速度で進行する場合でも，このような過程が間けつ的に，また空間的な広がりを異にして進行することが理解されよう．

上のような一束の塑性形成域を，筆者らは等ポテンシャルの「塑性体ブロック」と呼んだ．そして第7図によれば，塑性体ブロックの形成はケースAやCでも，またN系の塑性過程でも，同様にみとめられる．

4.3　主応力分布と断層のタイプ

第9図には3つのケースについて，ほぼ $Hd = 7\,\%$ の段階における累積主応力分布を示した．なお各主応力記号の中心の○印または×印などによって，要素の相当応力が初期降伏条件を越えていることを，塑性系列のタイプ別に示した．

いずれのケースについても，ほぼ共通した次のような性質を指摘することができる．



第9図 主 応 力 分 布 図
実線：圧縮，破線：伸張，白丸・黒丸・×印はそれぞれN・V・R系の塑性に達していることを示す

まず地表部において，中央（図の右端）から隆起の肩部あたりまでは，水平ないし微傾斜した引張応力が作用し，垂直方向に圧縮応力が作用する．したがって，この部分に発達するN系の塑性域中には正断層が発達すると解釈される．つぎに，地表部の隆起の外側（図のさらに左方）に形成される向斜（肘部）付近では，水平方向に圧縮応力が作用し，垂直方向に引張応力が作用する．したがって，この部分に発達するR系の塑性域中には逆断層が発達すると解釈される．さらに，基盤ブロックの境界部から垂直に地表へ至る要素では，最大・最小主応力がほぼ45°に傾斜している．したがって，この部分に形成されるV系の要素中には，ほとんど垂直ないし急傾斜した断層とほぼ水平な断層が生じると解釈されよう．

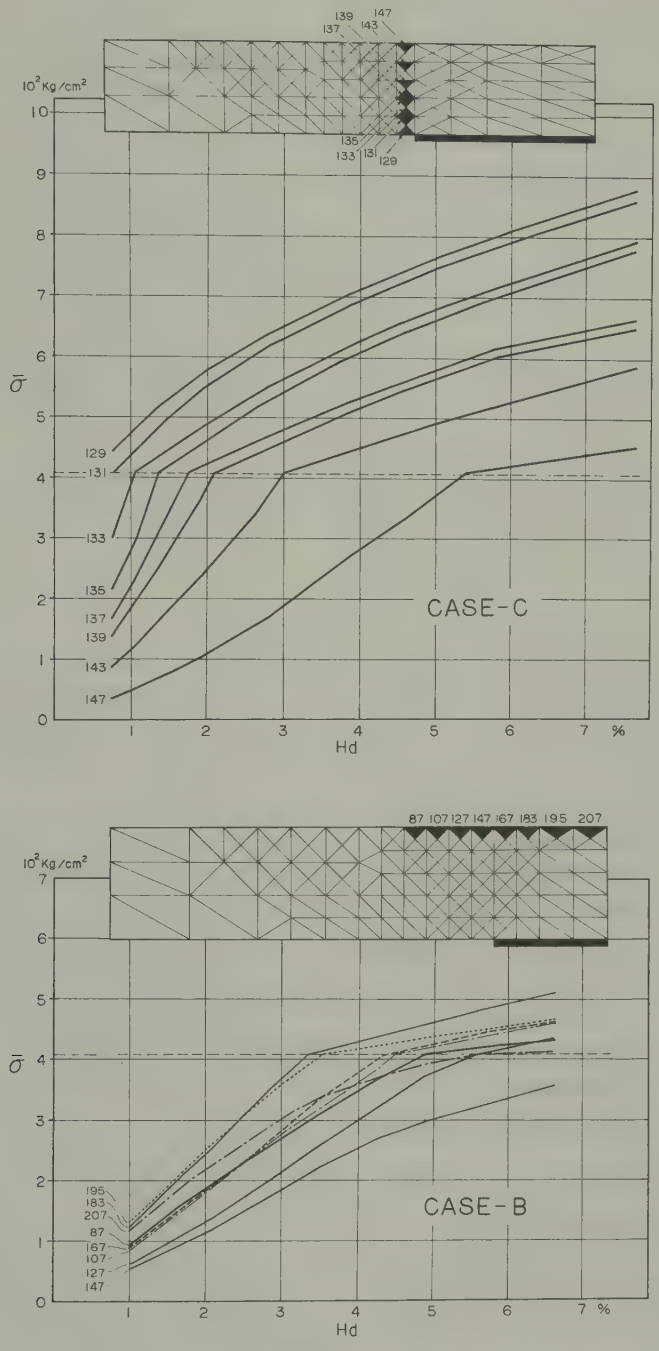
4.4 塑性域の形成と応力の再配列

第10図上はケースCの場合で，基盤ブロック境界の上方にある各要素について，基盤上昇率の増加に伴う相当応力の増加過程を示した．この図より下部の要素ほど先にV系の塑性に達することがわかるが，そのとき，まだ弾性状態にある上方の要素では，相当応力が急激に増加することが示される．このように塑性域の進行に伴ってその周囲では応力集中が起こり，一層塑性域の拡大が助長されると解釈される．

第10図下は，ケースBの場合の地表面にそった各要素について，同様の関係を示した図である．基盤の上昇に伴い，それぞれの要素で相当応力が増加していく．しかし興味あるのは頂部の要素“207”で，基盤の上昇につれて相当応力の増加率が減少している．その結果，たとえば要素“167”とくらべると，途中から相当応力の大きさが入れかわっていることがわかるだろう．要素“183”と“195”の関係も同様である．前者は基盤の上昇につれ，弾性域の途中から相当応力が徐々に増加するが，後者は相当応力の増加率が逆ににぶる．その結果，初期の相当応力の大きさは入れかわって，前者の方が先に降伏に達する．

地表部の向斜（肘部）付近に位置する要素“87”，要素“107”でも，同様の応力の再配分が行われる．

以上のような現象は，基底部から塑性域が上方へ拡大していくにつれ，あるいは地表部に部分的な塑性域が形成されることにより，物性の不均質化が生じ応力分布に変化を与えるものと解釈される．このような過程は塑性を扱う実験で初めて明らかにされるもので，微小変形を扱う弾性問題の解とは大いに異なる点で注目されよう．



第10図　応力の再配分過程
上：相当応力の集中過程を示すケースCの例　下：相当応力の緩和過程を示すケースBの例（$\bar{\sigma}$ は $E=3.13\times10^4$ kg/cm^2 としたときの相対値）

5. 実験結果の検討と今後の課題

以上の実験結果によれば地表付近の塑性域の発達様式は，厚さに対する基盤の相対的な大きさによってはっきり規定されることが示された．そして塑性域の規模や発生時期が，それぞれの塑性域の形成過程で互いに干渉し合っていることも示された．それではこのような現象が，実際の野外の断裂発達にはどのように現れているだろうか．例として南関東の小断層発達の解析結果と比較，検討してみた．

南関東の断層発達の中でも最も典型的である房総半島東部（衣笠ほか，1969）および三浦半島南部（Kodama, 1975）の小断層発達の様子を要約して，第2表に示した．

このように，実際には，同一の地域に時期の異なるいくつもの断層系が重なって発達している．このうち，ほぼ南北走向の正断層系や東西走向の逆断層系がとくに顕著に発達し，これらと前後して東西走向の正断層ないし走向移動断層系が発達している．三浦半島南部では，南北走向の逆断層系もわずかに発達している．

平均走向がこのように互いに直交する正・逆断層系は，主張力あるいは主圧力軸が南北・東西に複雑に入れかわることによって形成されたと推定される．そしてこのような造構応力場は，一貫した基盤のブロック状昇降運動の過程で形成されたと解釈される（衣笠ほか，1969; 三梨，1973; Kodama, 1975）．たとえば，第2表のB系統は，基盤ブロックの南北端を限る東西性の基盤断層が地表にまでおよんだものと推定される．また，この地域に卓越して発達する南北走向の正断層系は，東西断面における基盤のブロック状とう曲を反映して形成されたと解釈される．さらに，これらの断層の分布や地質構造から，基盤変形の形状が，東西に長く南北に幅の狭いブロック状のものだということも推定された．

以上の断層発達を今回の実験結果，とくに地表部付近の変形の特徴と比較してみよう．

まず，第2表に示す東西性のB系は，高角の正断層ないし走向移動断層あるいは急傾斜逆断層だから，これはV系の形状に対比される．そしてV系が地表部にもっとも発達しやすいモデルは，ケースCの実験である．また東西方向には逆断層がよく発達するが，この条件がもっとも生じやすいモデルもケースCの実験である．ケースCにおいては，R系がN系より早く発生するが，このような条件は，三浦半島南部のA系（逆断層）とB系（正断層）の関係に対比される．このように，東西走向の断層の様々の特徴からすると，南北断面における基盤変形の様式は，3つのモデルのうちではケースCにもっとも近いと推定される．

第2表　三浦・房総半島に発達する小断層系

順序＼地域	三浦半島南部* 系統	三浦半島南部* 性質	房総半島東部** 系統	房総半島東部** 性質
新期↑	*E*	東西性の正断層ないし走向移動断層．開離	*Y*-EW	東西性の正断層ないし一部走向移動断層（？）
	D	南北性の低角逆断層．走向はばらつく．開離	*Y*-NS	南北性正断層．断層面は一部開離
	C	南北性正断層．面は一部開離	*R*	東西性逆断層．断層面固結．走向はばらつく
	B	東西性の正断層ないし走向移動断層．一部開離	*O*-EW	東西性正断層．面は固結，急傾斜
↓古期	*A*	東西性の低角逆断層．断層面は固結	*O*-NS	南北性正断層．面は固結，急傾斜

* 主としてKodama (1975)，　** 主として衣笠ほか(1969)による．

一方，地表付近でN系が発達しやすい条件は，モデルのうちケースAないしケースBの特徴である．したがってこの地域に顕著にみられる南北走向の正断層系の発達に対応する東西断面の基盤変形は，ケースAないしケースBのそれに近いといえよう．

以上のように，南北断面の変形のタイプはモデルにおいて基盤ブロックの幅のもっとも長いケースCの様式に近く，東西断面のそれは，基盤ブロックの幅の短いケースBまたはケースAのモデルに近いと考えられる．

以上は地表付近の断層発達の特徴をよく説明しているが，基盤ブロックの幅の点では実際と全く逆の関係になる．このことから，南関東の場合に関しては，基盤が一様に平坦な変形をするとして，その大きさだけで地表付近の断層発達の様式を説明するのは十分でないようだ．この点について，さらに次のような検討が必要であろう．

ケースCは地層の厚さに対し基盤の幅が相対的に広いので，他とくらべ基盤のブロック状変形の特徴が直接地表部に反映していると考えられる．南関東の南北断面の地表変形は，このように基盤のブロック状変形が直接地表に及ぶ変形だと推定される．これに対し，ケースAやケースBの場合，地表変形に基盤のブロック変形の影響があらわれにくくなる．それは，ケースCと同じ幅の変形にすれば基盤がゆるやかなとう曲変形をしたときの効果と等しい．したがって南北幅より波長が長く，かつ地表部にN系を発達させやすい東西断面における基盤変形

の条件は，南北断面と同様なプラットホーム状のものではなく，ゆるやかなとう曲変形と推定される．

上のような基盤変形の形態（すなわち変形の鋭さ）の違いによる地表変形の効果については，さらに詳しく今後の実験で検討してみたい．

実際の断層発達では，様々のタイプのものが同一地域に重なって発達するなど，かなり複雑であるが，この一連の研究の中で，一つ一つのパラメータの効果に分けて検討していきたい．たとえば，塑性域拡大のプロセスには，物性の差，すなわち σ_Y, c, n などの塑性パラメータの違いによる影響が大きく作用すると推定される．また，重力による地層の自荷重効果も変形前の降伏条件に影響を与えると推定されるので，この点の検討も，今後の重要な課題である．

これらの様々の効果を検討することによって，実際の断層発達の機構を規制している条件について知るヒントを得ることができると考える．

6. まとめ

この一連の論文で筆者らは，基盤がブロック状の変形をするとき，被覆層中に塑性域が発達する過程をコンピュータを用いた有限要素法で解析する．地表の断層や褶曲が基盤のブロック状変形を直接反映して生じることは，新潟や関東などの油田・ガス田地域にみられる新第三系の基本的地質構造である．これらの実験結果をもとに，地表付近の変形や断層発達の様式を実際と比較検討した．

小論の実験では，基盤が一様な上昇変形をするとき，均質等方性弾塑性体に仮定された被覆層中に塑性域が発達する様子を求めた．とくに基盤の大きさが異なる大・中・小のケースを設定し，それが地表付近の断層発達の様式に及ぼす効果を検討した．

おもな実験結果はつぎのとおりである．

1. 基盤ブロックが上昇するにつれ，境界部から垂直上方に向かって塑性域が拡大する．この部分には垂直な亀裂断層が生じると推定される．
2. ある変形段階に達すると，新たに地表部から，正断層と逆断層を生じる塑性域が発達しはじめる．
3. 地表部の正断層が形成されやすいのは，基盤幅のもっともせまいケースで，逆断層や垂直断層が形成されやすいのは，比較的基盤幅が広いケースである．
4. 塑性域の形成とともに，その周囲では応力が一層集中する部分や，逆に緩和する部分がみられ，一層ブロック化が進行する．
5. 塑性域の拡大過程は，等塑性ポテンシャル域ごとに断続的に進行する．

以上の結果のうち，とくに地表部付近の断層発達の様式については，南関東の小断層の発達様式と比較して検討した．その結果，この地域の基盤変形がブロック状のものであることが推定されたが，同時に基盤幅以外に基盤変形の形状が及ぼす効果も大きいことが推定され，次の実験課題として提起された．

引用文献

Beloussov, V. V. and Gzovsky, M. V. (1965) Experimental Tectonophysics. *Physics and Chemistry of the Earth* (Ahrens, L. H. et al. ed), vol. 6, p. 409–498, Pergamon.

藤井敬三（1974）　基盤の地塊化運動に伴う地殻上層部中の応力分布に関する二・三の考察．地調報告，第250—2号，p. 145–158.

Hafner, W. (1951) Stress distributions and faulting. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 62, p. 373–398.

Hoshino, K., Koide, H., Inami, K., Iwamura, S. and Mitsui, S. (1972) Mechanical Properties of Japanese Tertiary Sedimentary Rocks under High Confining Pressures. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no 244, 200 p.

Jaeger, J. C. (1962) *Elasticity, Fracture and Flow, with Engineering and Geological Applications*, 2nd. ed., Methuen & Co., London, 207 p.

垣見俊弘（1974）　南関東における第四紀応力場の変遷——小断層解析を中心として．垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」，p. 51–70, ラテイス刊，東京．

衣笠善博・垣見俊弘・平山次郎（1969）　房総半島東海岸の小断層．地調月報，vol. 20, p. 13–38.

————（1974）　基盤ブロックの昇降運動による被覆層内の応力分布について．地調報告，第250—2号，p. 159–174.

小玉喜三郎（1968）　城ケ島における小断層解析．地質雑，vol. 74, p. 265–278.

————・鈴木尉元・小川銀三・丸田美幸（1974）箱型褶曲の内部構造について——スケール・モデル実験による研究．地調報告，第250—2号，p. 121–144.

Kodama, K. (1975) Fault systems of the southern part of the Miura Peninsula, south of

Tokyo. *Tokyo Univ. Educ. Doctor Thethys.*

三梨 昂 (1974) 南関東地区の構造発達史. 垣見俊弘・鈴木尉元編「関東地方の地震と地殻変動」, p. 31–50. ラテイス刊, 東京.

Sanford, A. R. (1959) Analytical and experimental study of simple geologic structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, vol. 70, p. 15–52.

Shimamoto, T. (1974) Application of the Pi-theorem to the similarity criterea of inhomogeneous viscous fluids. *Tectonophysics*, vol. 22, p. 253–263.

鈴木尉元・三梨 昂・影山邦夫・島田忠夫・宮下美智夫・小玉喜三郎 (1974) 新潟第三系堆積盆地に発達する褶曲の形成機構について. 地調報告, 第250—2号, p. 53–78.

坪井忠二 (1961) 「地球の構成」. p. 174–178. 岩波書店.

山田嘉昭 (1972) 「塑性・粘弾性」. 日本鋼構造協会編, コンピュータによる構造工学講座, Ⅱ—2, 培風館.

(受付：1975年8月26日；受理：1975年9月9日)

550.831 : 550.838(522.7/.8)

地磁気・重力異常からみた南九州の地球物理的特徴

渡辺 史郎*

Geophysical Study of South Kyushu Based on Analyses of Geomagnetic and Gravitational Anomalies

Shiro WATANABE

Abstract

In south Kyushu two arcs, namely South-west Japan arc and Ryukyu arc meet together, and a complicated crustal structure has been suggested geologically and geophysically.

Prominent NE–SW trend in Miyazaki prefecture and N–S trend in Kagoshima prefecture have already been reported, and in this paper detailed analyses were made using recent geomagnetic and gravitational data.

Some important features are revealed as follows: Firstly, the subsurface structure in and around Miyazaki prefecture runs in NE–SW direction, which fits the trend known from surface geology. It can be extended to the Hyuga-nada area. Secondly, as far as geophysical interpretation is concerned, it is most likely that the bodies of high magnetic and high gravitational anomalies consist of mafic rocks. Their elongated axes are in parallel with NE–SW trend of South-west Japan arc.

1. はじめに

九州地方においては2つの島弧，すなわち西南日本弧と琉球弧が会合している．南部においては東方四国から四万十層群が延びて宮崎県を中心として広く分布し，鹿児島付近にいたって第四紀の火山列と交差しながら屈曲し，種子島，屋久島へと続いているかのようにみえる．

このように2つの島弧が会合する場所付近において，地殻構造がどのような特徴を示すかは興味ある問題である．この点に関しては地表地質の面で幾多の先賢により論じられている．

ここでは九州南部地域の地磁気異常・重力異常の資料をもとに，地球物理の観点から地殻の表層よりやや深い場所における構造について考察を行ってみた．

南九州東部地方における磁気の資料には，渡辺ほか（1976）による空中磁気探査のデータがあり，その原図を用いて解析・解釈を行うことができた．また重力の資料としては，佐々木悟ほか（1961）のデータがあり，これについて再解釈を施したものを加えて本稿の基礎とした．

* 物理探査部

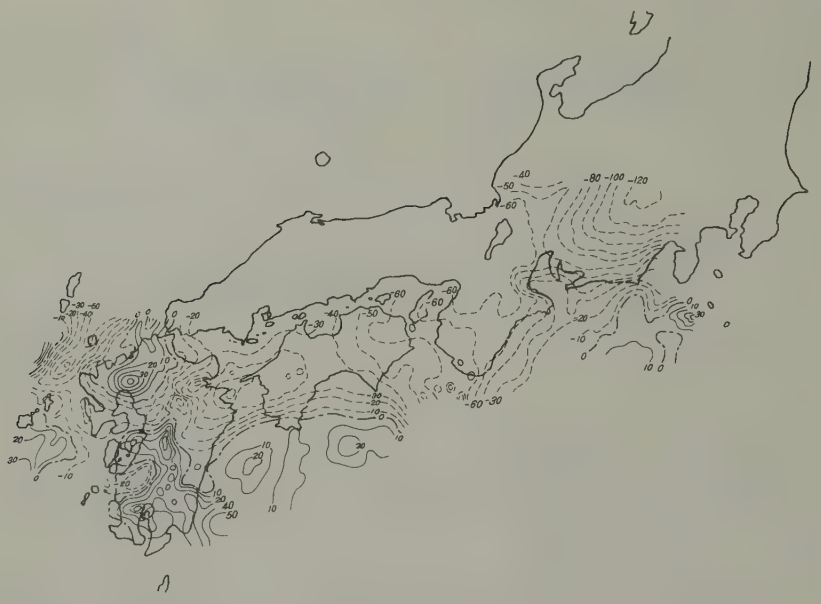
2. 本地域におけるこれまでの磁気・重力調査研究の概要

2.1 磁気調査の概要

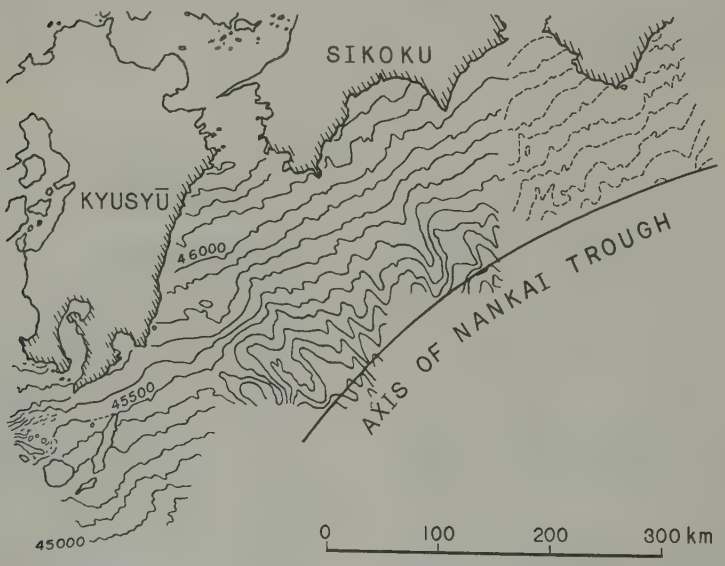
西南日本外帯から南海舟状海盆にかけての区域に関する磁気異常の性質として，これまでに実施された調査から，次に述べるような事柄が明らかにされている．

井内ほか（1970）の西南日本の航空磁気測量結果のなかで高度10 kmに化成した磁気異常図（第1図）によると，九州中南部では南北性の磁気異常が明らかであり，巨視的に阿蘇，霧島，桜島を結ぶ火山列にその磁気異常の原因が求められる．また日向灘から四国室戸岬沖合にかけての陸棚および陸棚斜面にはゆるやかな正の異常が分布しており，これは西南日本弧の方向と一致している．

大島ほか（1975）は九州，四国沖海域の船上磁気調査の報告で（第2図），日向灘から四国沖の大陸棚および大陸斜面はきわめて磁気的にスムースであるが，四国海盆北部に NW–SE 方向の縞状磁気異常分布の存在を指摘している．茂木（1975）はこの縞状磁気異常が南海舟状海盆を越えて大陸棚縁辺部の内部にまで侵入しており，



第 1 図　西南日本空中磁気図 (10 km 化成値) (井内ほか, 1970)
Aeromagnetic map of south-western part of Japan (Inouchi, et al., 1970).



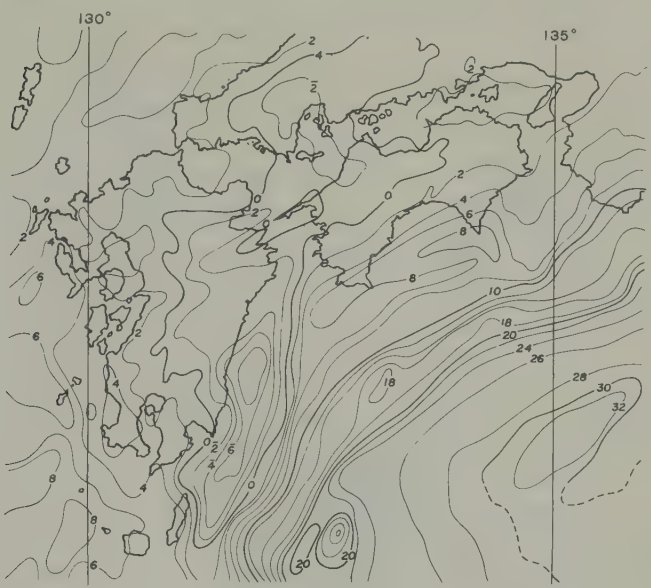
第 2 図　西南日本南岸沖の地磁気全磁力図
大島・近藤 (1975) の原図に南海舟状海盆の位置を記入したもの
Shipborne magnetic map off the coast of south-western Japan (Oshima and Kondo, 1975).

南海舟状海盆の部分でもぐりこんだフィリピン海プレートを表わしているとした.

ここで扱うのは宮崎・鹿児島両県の陸域と, 日向灘の大陸棚および大陸斜面であり, 上記 2 つの報告で磁気的にスムースな一帯とされている区域が主である.

2.2 重力調査の概要

四国から九州南部にかけての重力異常は, 友田(1973, 第 3 図), 坪井ほか (1956) の重力図をみると種子島から



第3図　日本および日本付近のブーゲー異常（友田，1973）
Bouguer Anomalies in and around Japan (Tomoda, 1973).

佐多海峡・大隅半島を経て都城盆地へと北上している正の異常帯と，これに平行して種子島東方沖合から日向灘一豊後水道を経て伊予灘方面へと北上する大規模な負異常帯が顕著である．これらは琉球弧の構造方向を反映しており，負異常帯の一部は宮崎平野へと侵入している．四国の足摺岬沖より東方の海域では土佐海段付近の重力異常帯は，東北東－西南西の走向をもち西南日本弧の構造方向を反映している．

2.3　本研究の主旨

これまでにのべたように，四国南西部から日向灘，宮崎県下にかけての地域について地表地質の面からは，西南日本弧の構造方向をもっていると考えられている．

これに対して，地球物理の情報の面では，磁気異常はこの地域はフラットであるが，重力異常は宮崎県沖合の日向灘には大きな負異常帯が琉球弧の方向を反映している．

このように地表地質から推定される卓越構造方向と，地球物理からのそれとの間には相違がある．

この理由としては，これまでにこの地域において磁気・重力の面から調査報告されているものは，地球物理学あるいは磁気測量の観点からなされており，大まかな構造について定性的に議論される精度にとどまっていた．それゆえ磁気・重力異常を生じている個々の岩体について，「地表地質と対応しうる情報」すなわち岩体の走向方向，形状，深度等についての情報を欠いており，細部の構造に関しては不鮮明なものとしていたためと思われる．

ここでは日向灘から佐多海峡にかけての空中磁気調査結果（渡辺ほか，1976）に定量・定性解析を施したものと，宮崎平野における重力探鉱調査（佐々木ほか，1961）に再解析を施したものを基礎として，より一層詳しい考察を行った．

3.　南九州宮崎沖海域空中磁気探査の資料について

3.1　空中磁気図にみられる特徴

磁気探査のデータ（渡辺ほか，1976）からは明らかに次の2つの構造成分が想定される．

1．地表付近に原因をもち，地形による影響を含むもの．

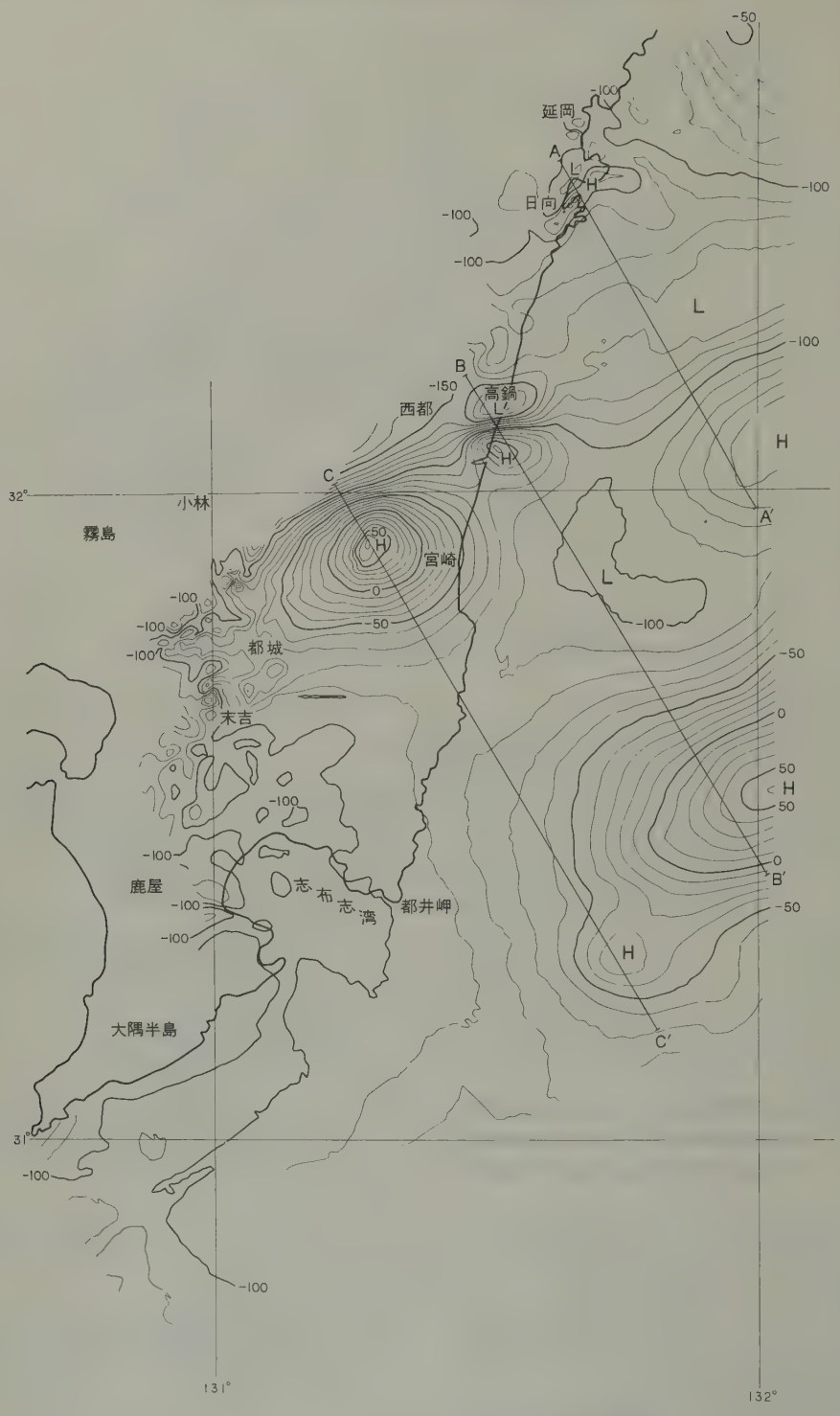
2．深部の磁気源によるもの．

マクロにみて磁気異常は北東-南西の方向性が卓越している．

3.2　磁気図のデータ処理

渡辺ほか（1976）の原磁気図を処理するにあたり，次のフィルターを施して図化し，第4図-第6図を作成した．

1．I.G.R.F. 残差　　第4図
The International Geomagnetic Reference Field 1965.0 に日本付近の経年変化を加えた．

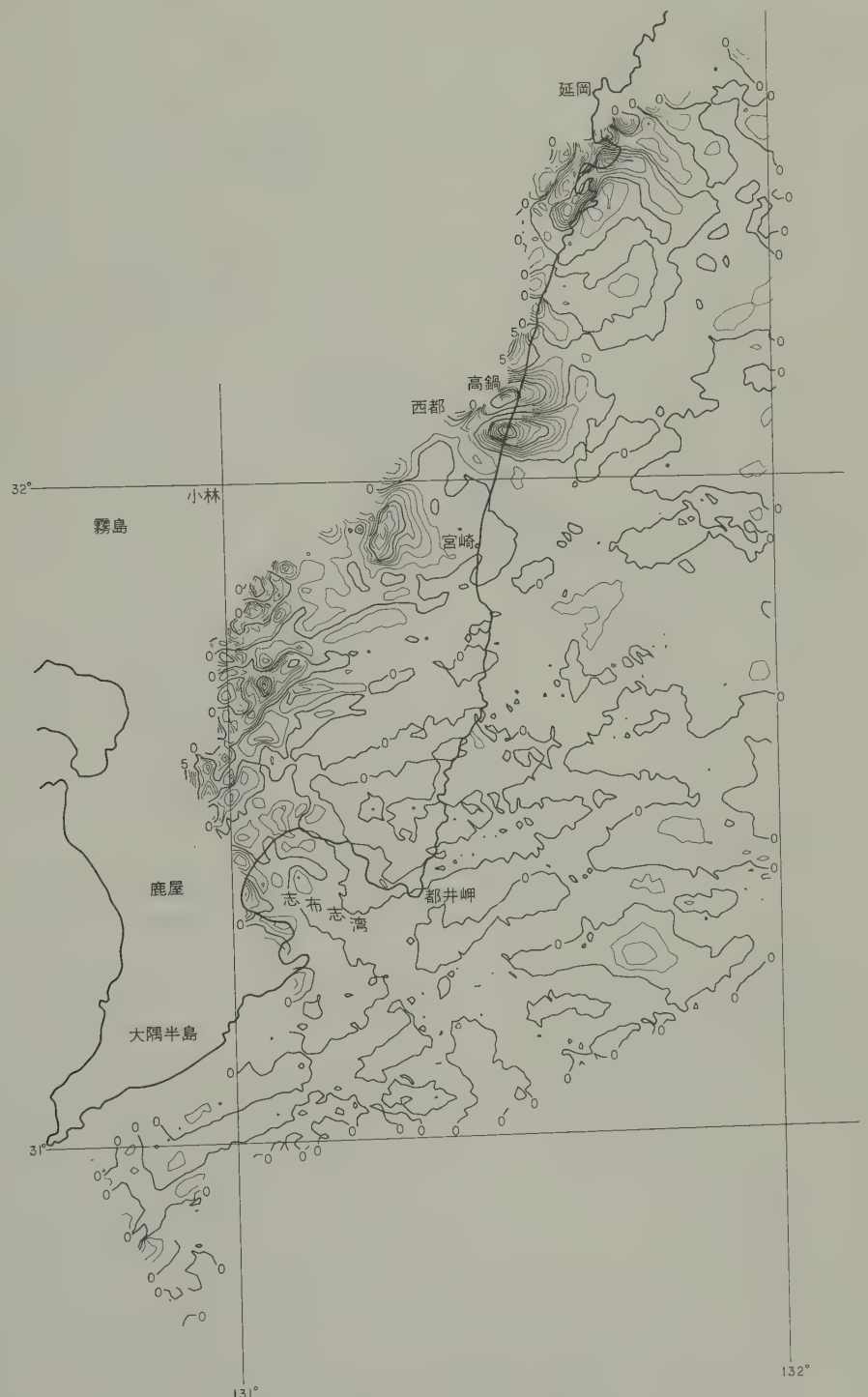


第 4 図　I.G.R.F. (1965.0) 残差図 (全磁力) 等磁力線間隔　10 γ

A—A′・B—B′・C—C′：解析断面

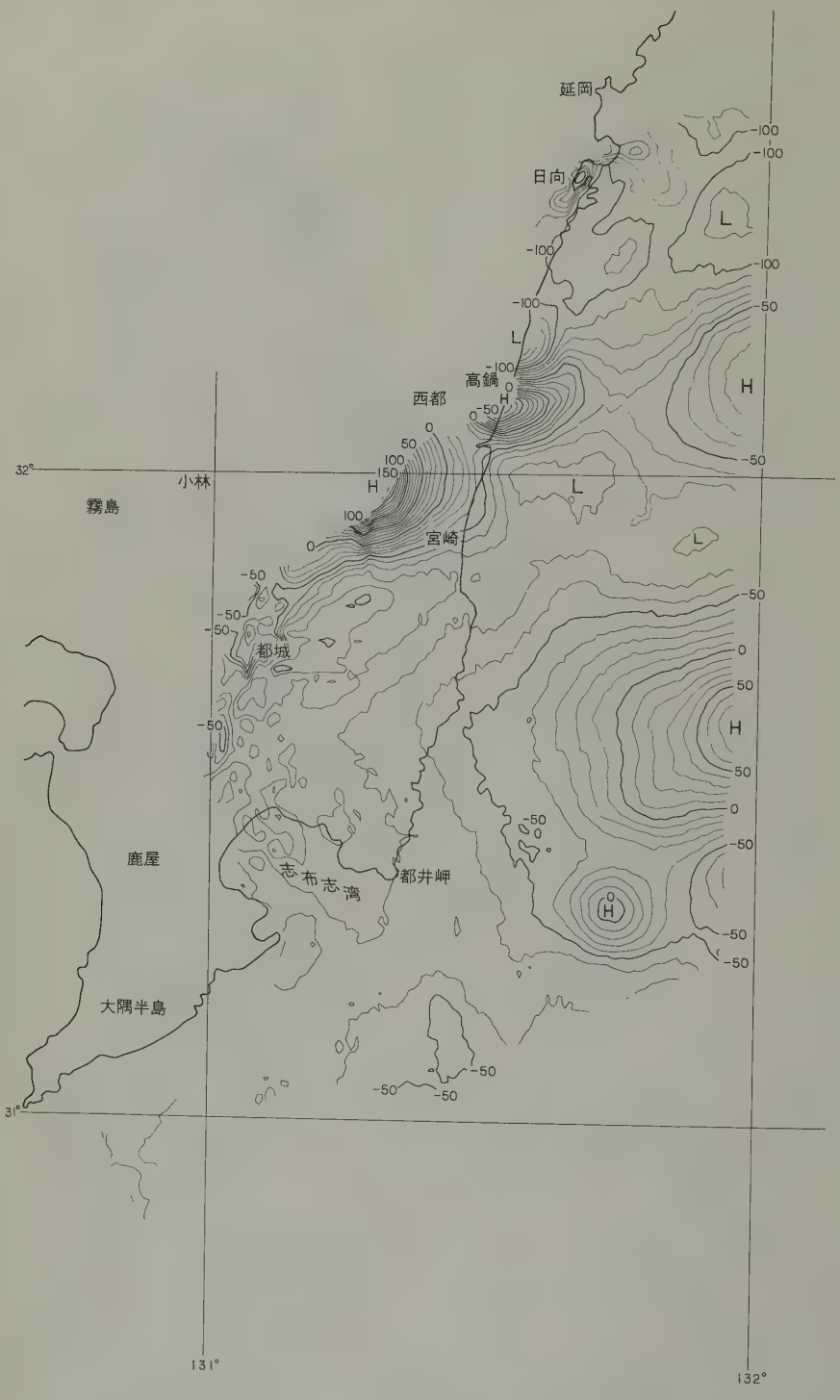
I.G.R.F (1965. 0) Residual map (Total Intensity).

A–A′・B–B′・C–C′ : Analyzed Frofiles. Contour interval 10 γ.



第5図　鉛直2次微分図（全磁力）　　等磁力線間隔　1 γ/km², $s = 4$ km

Second Vertical Derivative Map (Total Intensity).　　Contour interval 1 γ/km².



第 6 図　擬似重力図（全磁力）　　等磁力線間隔　10γ

物理的には北極への変換であるが，原著者である長谷川（1967）では擬似重力と称しているのでそのまま採用した

Reduction to the Pole map (Total Intensity).　　Contour interval 10γ.

2. 鉛直二次微分　　第5図

Rosenbach (1953) の式

$$\frac{\partial^2 T}{\partial Z^2}=\frac{1}{24S^2}\left(96T(0)-72\bar{T}(S)-32\bar{T}(\sqrt{2}S)+8\bar{T}(\sqrt{5}S)\right)$$

S は格子間隔，$S=4$ km を使用．

3. Reduction to the Pole　　第6図

長谷川（1967）の式

$$g=\sum_{\nu=0}^{7}\sum_{i=0}^{6}\alpha_\nu\beta_i T_i(\nu)$$

α_ν, β_i は地磁気の偏角と伏角により定まる係数

以上，3種の図をもとに解析を行った．

3.3 定量解析の手法

I.G.R.F. 残差図（第4図），鉛直二次微分図（第5図）より異常岩体の概略の広がりと形状を求め，岩体の伸びの方向に直交する磁気異常断面について二次断面解析を行った．

解析の前提条件として，磁気異常を生じている岩体の帯磁の方向は現在の地球磁界の方向と一致していると仮定した．

岩体の形状のモデル化に当たっては計算を簡略化するため，最も単純な形，すなわち鉛直プリズム，傾斜岩脈，および断層の3つの型を想定し，磁気異常の形状，地表地質などの条件を考え合わせて妥当とおもわれるモデルを採用した．

ここでいう鉛直プリズムとは，第7図に示すように平面形が矩形であって，下方に無限長の角柱形となる三次元モデルである．

また，傾斜岩脈とは，第8図に示すように有限厚のシート状の岩脈が傾斜した状態で，その走向方向に無限に長いという二次元モデルである．

断層とは，第9図に示すように，垂直の断層面によって一方のブロックが残り，他方が欠落した岩体で，走向方向には無限長であると仮定した二次元モデルである．

いずれの場合においても深度（h）とは，これら仮定したモデルの頂部までの地表面からの距離をいう．

深度・形状解析の手法として，1. Vacquier ほか (1961) の Straight Slope 法（鉛直プリズム）　2. Moor (1965) の特性点法（傾斜岩脈）を主として用い，さらに3. 津・小川（1973）の三次元角柱による磁気異常の自動解析（鉛直プリズム），4. 中塚（1975）の水平一次微分の曲線照合法による磁気異常の自動解析（傾斜岩脈，鉛直プリズム）を併用した．

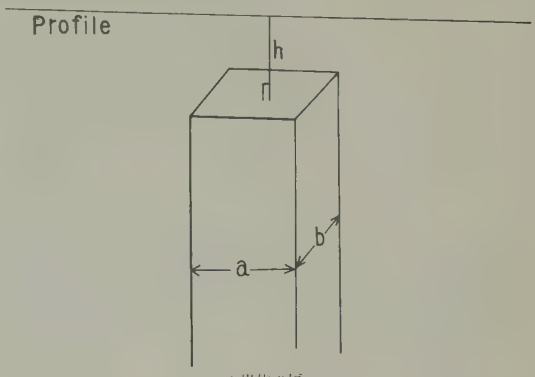
断層モデルの場合はモデル計算を行った．

3.4 定量解析の結果

深度・形状解析を施した第10図にみられる磁気異常岩体は，1. 日向市一遠見山，2. 宮崎市北西方，3. 高鍋付近，4. 高鍋東方沖 32°N–132°E 付近，5. 都井岬東方沖 31°30′N–132°E 付近の以上5カ所である．

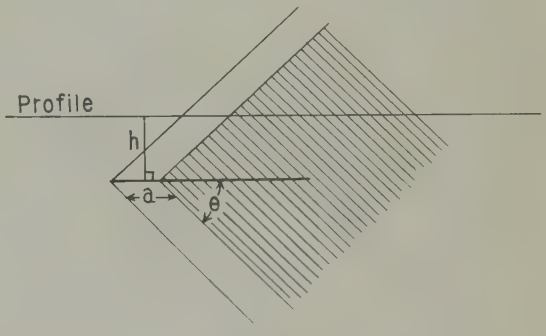
次に，それぞれの磁気異常について，やや詳しく述べてみよう．

1. 日向市一遠見山　（第10図中H）



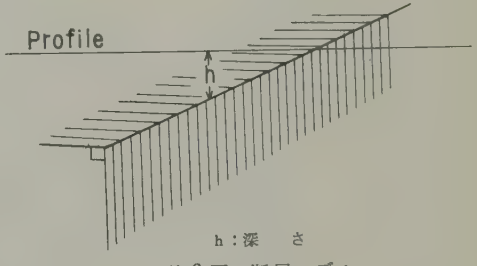
a：岩体の幅
b：岩体の長さ
h：頂部までの深さ

第7図　Vertical Prism Model.



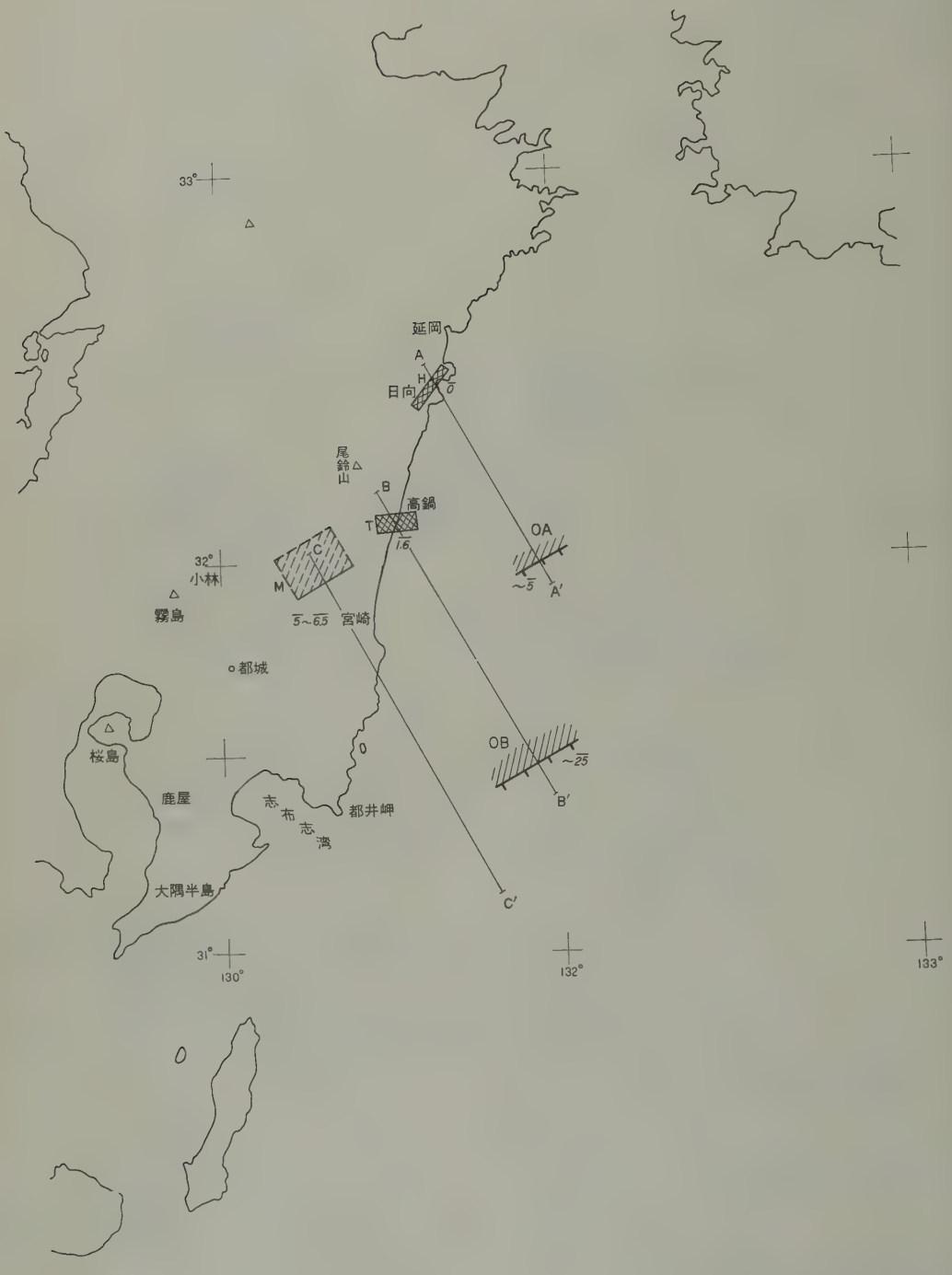
a：岩脈の幅
θ：岩脈の傾斜角
h：頂部までの深さ

第8図　傾斜岩脈モデル
Inclined Dike Model.



h：深　さ

第9図　断層モデル
Step Model.



第10図　定量解析を施した磁気異常岩体
A—A′・B—B′・C—C′：解析断面

Magnetic anomalous bodies used for quantitative analysis.
A–A′・B–B′・C–C′: are profiles used for depth estimation.

遠見山の地形効果をも含めた浅所に起因する磁気異常であり，岩脈モデルが適当である．

長辺の方向　N40°E
長さ　(b)　約 15 km
幅　(a)　1.4 km
深度　(h)　0 km（地表面付近）
帯磁率(κ)　6×10^{-5} e.m.u./cc

2. 宮崎市北西方（国富付近）（第10図中M）

深所に起因する長波長の磁気異常であるが，地表付近に存在するとみなせる短波長の磁気異常の干渉，擾乱をうけている．

さらにこの異常は調査区域の端に位置しており，異常全体の形態を充分につかみきれないため，深度・形状等について不正確さは免がれないが，鉛直プリズムモデルを適用すると次のようになる．

長辺の方向　N70°E
長辺の長さ(b)　20–25 km
幅　(a)　10–15 km
深度　(h)　4.5–6 km
帯磁率　(κ)　1×10^{-3} e.m.u./cc

3. 高鍋付近（第10図中T）

典型的な鉛直プリズム形の磁気異常とみてよく，周辺の磁気異常からの干渉をほとんど受けていない．

長辺の方向　N80°E
長辺の長さ(b)　10–13 km
幅　(a)　5–6 km
深度　(h)　1.6 km
帯磁率　(κ)　4×10^{-4} e.m.u./cc

4. 高鍋東方沖（第10図中OA）

磁性の強い基盤岩の盛り上がりの形状による磁気異常とみなし得る．ここで採用した3コのモデルのうちでは，傾斜岩脈モデルと断層モデルの中間の性質を保持している．

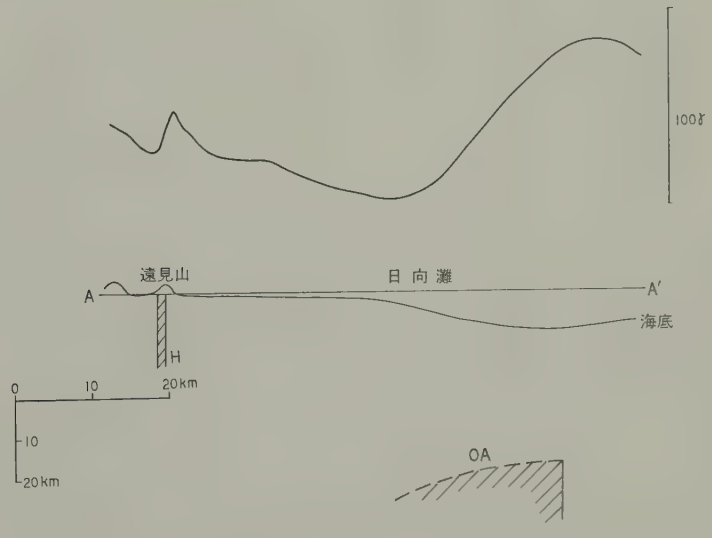
この磁気異常は海上にあり，海底地質の調査資料に乏しいので岩体の形状の類推もできない．このため，種々の解析法，モデル計算を試みたが，深度・形状については不確定な要素が多い．深度については異常波長の大きさから概略を求めた．

岩体の伸びの方向　N70°E
深度　(h)　5 km 以上（海面下）

5. 都井岬東方沖（第10図中OB）

この磁気異常は4つの高鍋東方沖の異常と似た性質も保持しているが，南東側の落ちた断層のモデルが適当である．

断層の落差は無限大，いわゆる Contact Model として頂部までの深度を求めた．

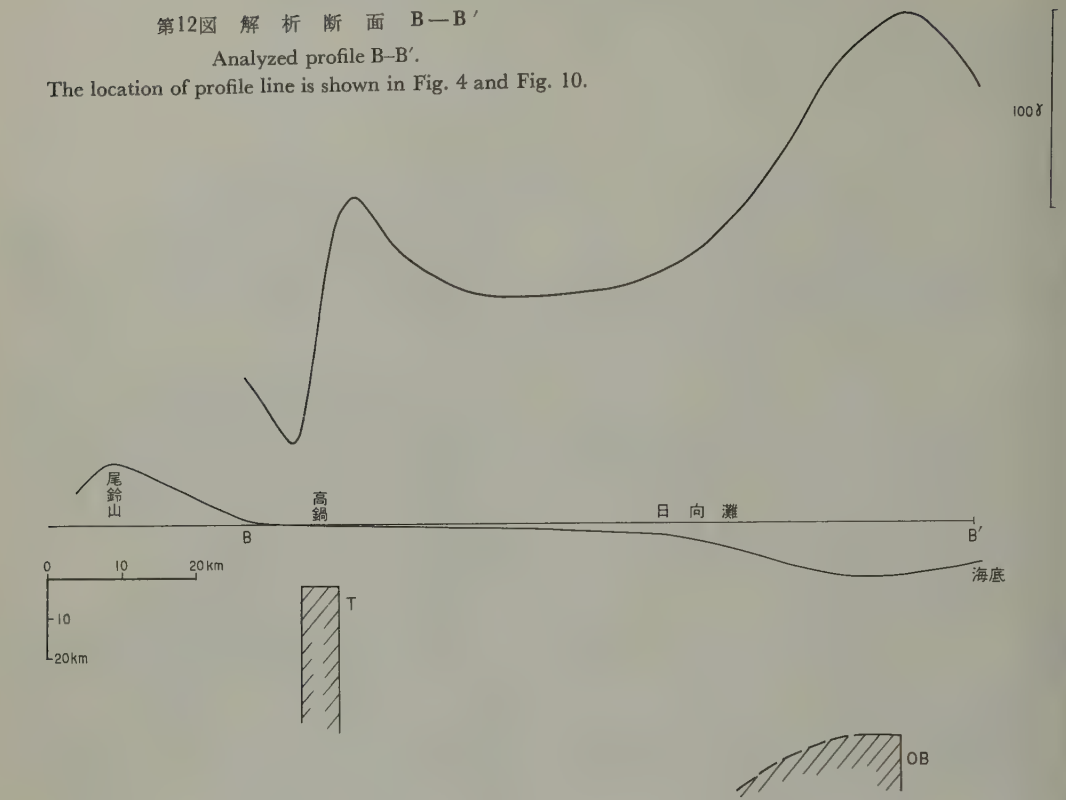


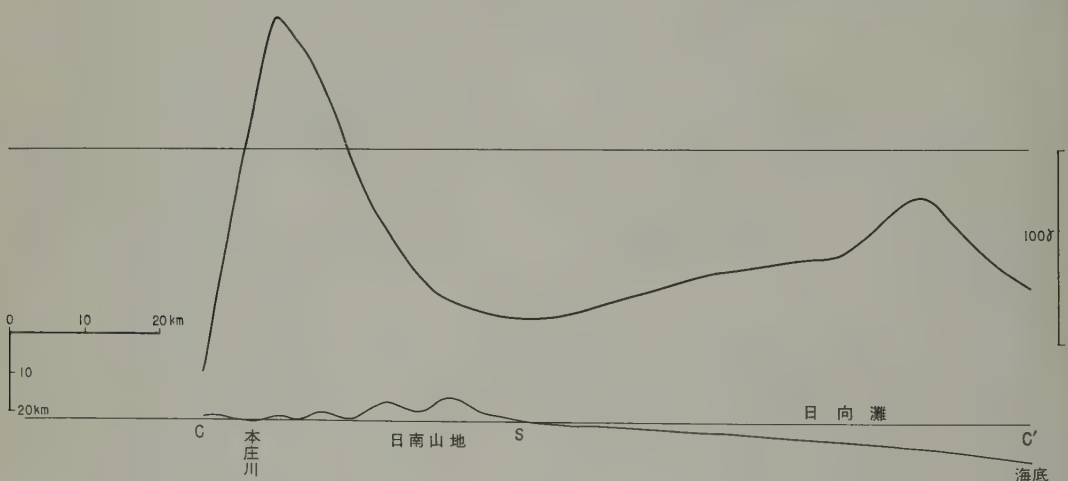
第11図　解析断面　A—A′
Analyzed profile A–A′.
The location of profile line is shown in Fig. 4 and Fig. 10.

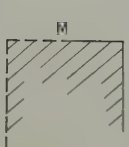
第12図 解 析 断 面 B—B′

Analyzed profile B–B′.

The location of profile line is shown in Fig. 4 and Fig. 10.





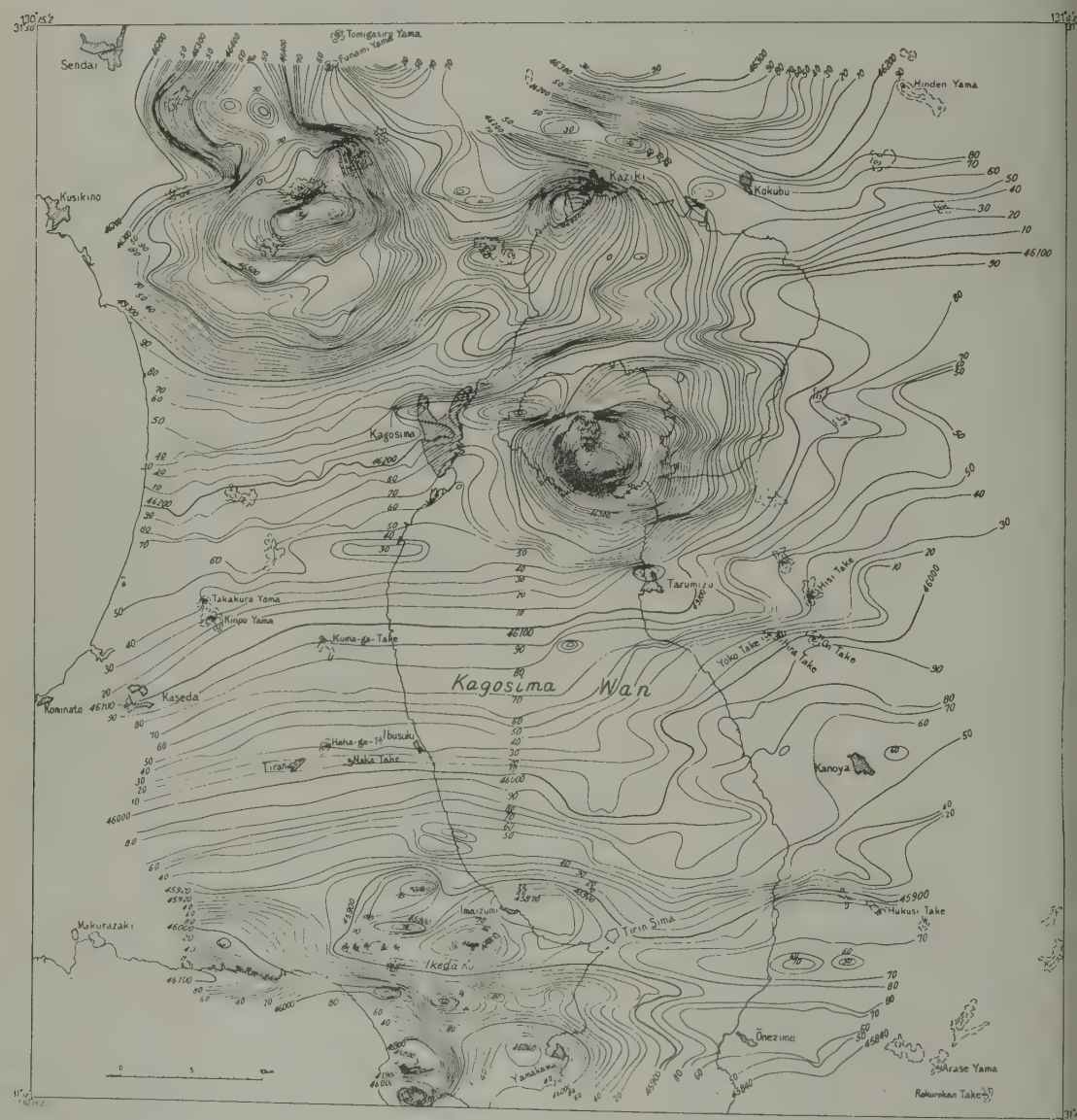


第13図 解 析 断 面 C—C′

Analyzed profile C–C′

The location of profile line is shown in Fig. 4 and Fig. 10.

第14図　定量解析・定性（傾向）解析の結果明らかにされた磁気異常岩体
Results of quantitative and qualitative (trend) analyses of magnetic anomalies.



第15図　鹿児島湾周辺の地磁気異常図（松崎・歌代，1961）

Aeromagnetic map over Aira and Ata Calderas. (Matsusaki and Utashiro, 1961)

断層の方向　N70°E

深度　（h）　5 km 以上（海面下）

1から5の磁気異常の断面図を第11図から第13図に示す．

定量解析の結果，磁気異常を生じている岩体の伸びの方向は陸域・海域ともに北東-南西または東北東-西南西であり，それぞれの間に明瞭な差は認められない．

他方，適用し得るモデルの型についてみると，陸域と海域とでは異なっている．すなわち陸域では鉛直プリズム，岩脈モデル（鉛直）が，海域では断層モデルが適当である．

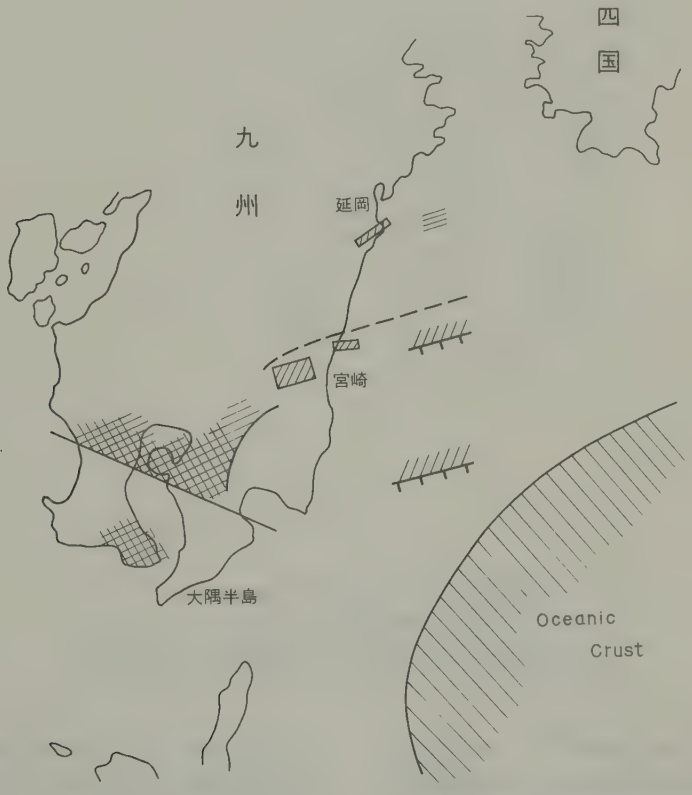
水平面内で表現した二次元の形状では，磁気異常を生じている岩体の伸びの方向は陸域と海域でほぼ類似するものの，垂直成分を考慮に入れると形状が異なる．おそらく岩体の貫入形態や周辺の地質構造の相違によるものであろう．

3.5　磁気図の定性解析

異常同志が相互に干渉しているか，あるいは振幅がきわめて小さい，等の理由で定量解析を施さなかった領域に対し，局地的な岩体の走向や系列等を知るため，磁気原図（縮尺，1/50,000，等磁力線間隔 5 γ，I.G.R.F. 残差図，鉛直二次微分図をもとに定性的に傾向解析を行った．その結果を定量解析した岩体の平面図（第10図）に重ねて第14図に示す．

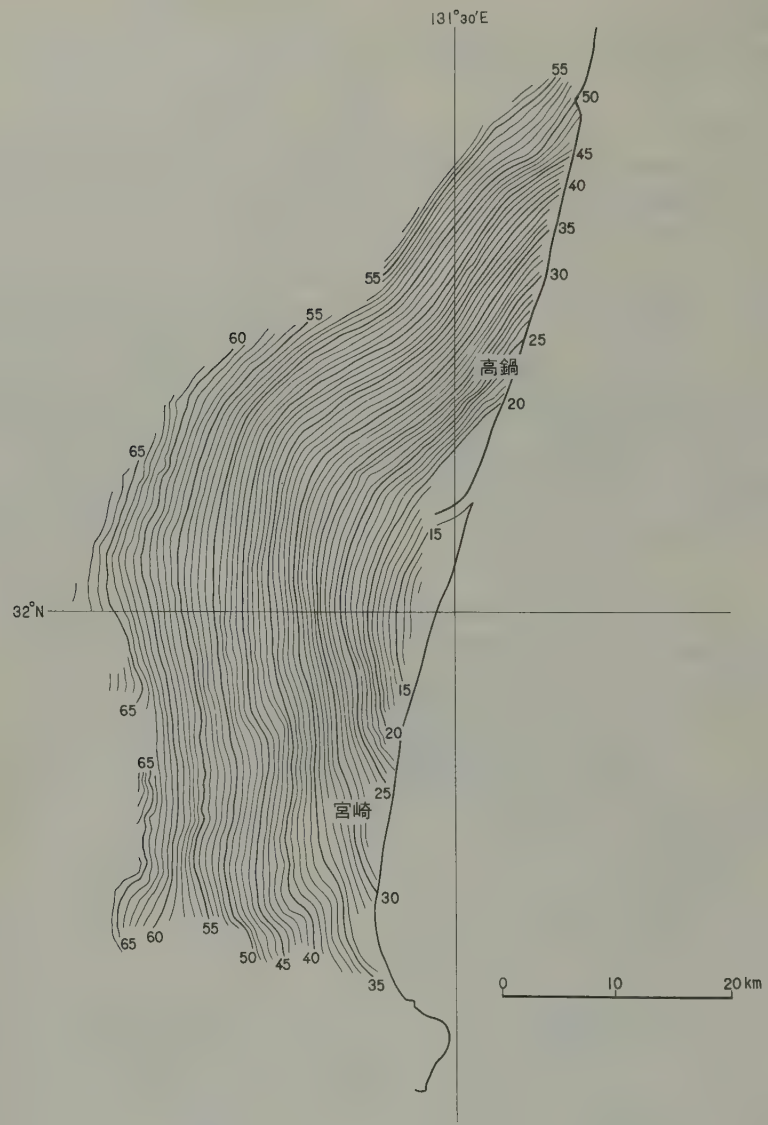
宮崎県高城―都城―鹿児島県岩川―鹿屋付近にかけて，南北性の短波長の異常が多数見出される．その卓越構造方向は都城・末吉付近において屈曲しているようにみえる．鹿児島県地質図（1967）や宮崎県地質図（1971）を参照してみると，これらの異常は地表付近にある火山岩によるものと推定される．

I.G.R.F. 残差図（第4図）でみると，小林市南東10 km 付近から高鍋付近を通って沖合にのびている，N70°E の



第16図　磁気の資料からみた南九州の構造区分
影の部分は磁気異常の存在する領域　K－S：串木野―志布志線

Structural Classification Map of South Kyushu Area by Aeromagnetic data.　Shadowed Zone indicates the existence of high magnetic rocks on and beneath the ground.
K–S line; Kushikino-Shibushi line



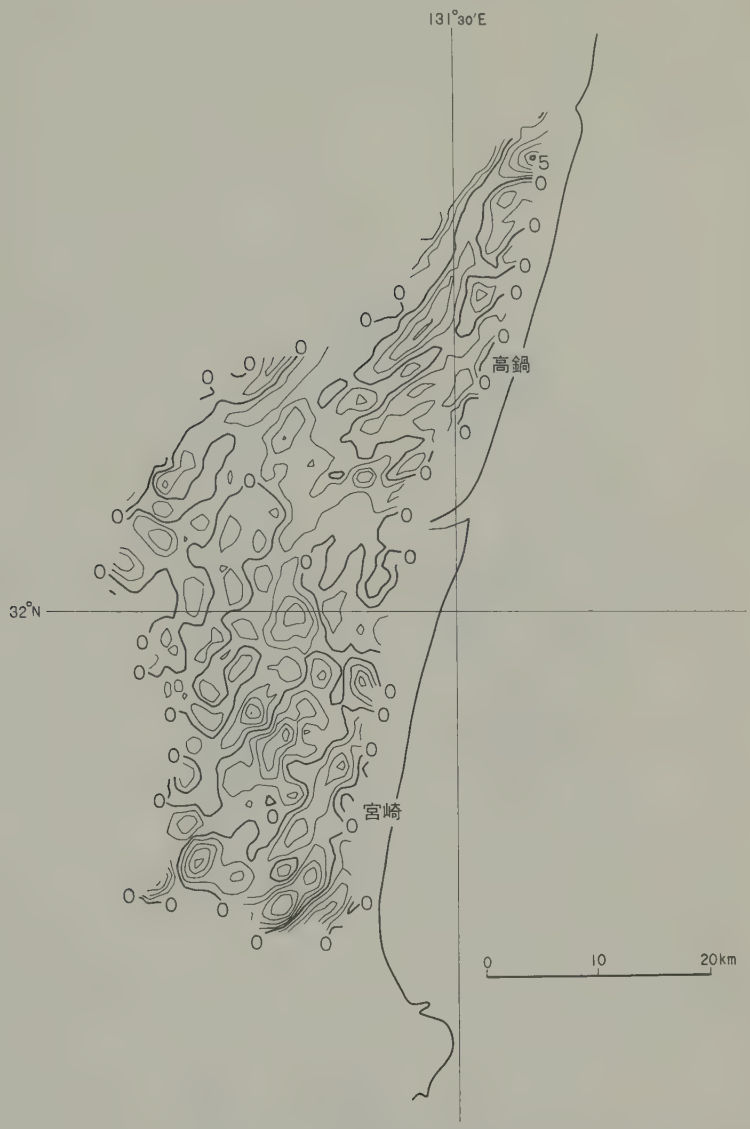
第17図　宮崎平野におけるブーゲー異常（佐々木ほか，1961）
等重力線間隔　1 mgal

Bouguer Anomalies in Miyazaki Plain (Sasaki, et al., 1961).
contour interval 1 mgal

方向をもった負の異常帯が注目に値する．この負の磁気異常は地表地質の上では直接関係づけられる地質構造も見出せないが，磁気異常の伸びの傾向としては重要であり，地表下における何らかの帯状ないし線状構造を示していると思われる．

3.6　磁気異常からみた南九州の地球物理的特徴

南九州宮崎沖海域空中磁気探査の結果を解析することにより，日向灘においては3コの磁気異常が認められた．これらの磁気異常は大島ほか（1975）が磁気的にきわめてスムースであると指摘している南海舟状海盆に至る大陸棚および大陸斜面に存在しており，大島ほか（1975）の結果（第2図）では等磁力線の乱れとして現れている．また井内ほか（1970，第1図）では都井岬東方沖合に認められる正の異常と対応している．



第18図　正規余剰重力図（$s = 500$ m）
等重力線間隔　0.1 mgal

Distribution of the normal residual anomalies based on Fig. 17 ($s = 500$ m). contour interval 0.1 mgal

鹿児島湾周辺の磁気異常については，「鹿児島湾周辺の地磁気異常」（松崎卓一ほか，1961）の地磁気図（第15図）をみると，串木野―鹿児島―垂水を通る線より北部においては桜島・霧島等の火山による磁気異常が著しく，それより南側は平穏である．この区分線は3.2で述べた空中磁気図（第4図）に照合すると，鹿屋市付近を通り志布志湾南岸にぬけていると推定される．

枕崎―吉見山―雄川河口の線より南にかけては，再び開聞岳付近の火山岩による異常が表われている．

以上，磁性からみた特徴を簡略に示すため，筆者は第16図にみられるような磁気構造区分を行った．

4. 宮崎平野における重力異常

宮崎県宮崎市周辺重力探査報告（佐々木悟ほか，1961）

第19図 正規余剰重力図 ($s = 1$ km)
等重力線間隔 0.1 mgal

Distribution of the normal residual anomalies based on Fig. 17 ($s = 1$ km). contour interval 0.1 mgal

の原図からデータをとり，解析した．

4.1 重力図の概要

宮崎平野においては第17図に示すように，Bouguer 異常の分布形態は宮崎郡佐土原町広瀬を中心として東西 30 km × 南北 80 km の広がりをもち，かつ二次曲面で近似され得る大きな負異常帯である．この負異常帯は友田 (1973) が明らかにしたように，琉球海溝の負異常帯の延長上に位置している．

また，この負異常帯をリージョナルな特徴としてとらえるとき，部分的に小さな等重力線の乱れ，ないし高異常の張り出しの形でのローカルな重力異常が認められる．おそらく，これらの異常は地下において高密度の岩体の存在に起因するものであろう．

4.2 重力図のデータ処理

重力異常のローカルな形態，特徴をもう少し詳しく見るため，一歩進んだ解析を行うことにする．すなわち原

第20図　正規余剰重力図　(s = 1.5 km)
等重力線間隔　0.1 mgal

Distribution of the normal residual anomalies based on Fig. 17 (s =1.5 km). contour interval 0.1 mgal

図上に 500m正方格子を組み，次に示すフィルター計算を行った．

1．瀬谷（1959）の式　正規構造

$$\Delta_{1,3}g_0 = \frac{1}{21}\left[4g_0+8g_0(S)-6g_0(2S)-6g_0(3S)\right]$$

S は格子間隔

$S=a$　$a=500$ m　　第18図

2．瀬谷（1959）の式　正規構造

$S=2a$　　第19図

3．瀬谷（1959）の式　正規構造

$S=3a$　　第20図

4．二次傾向面残差図　　第21図

この結果，瀬谷（1959）の式 $S=2a$, および $S=3a$, 二次傾向面残差のいずれにおいても宮崎市北西方国富を中心とする一帯と，高鍋付近の2カ所の地域において，北東-南西へ方向性を持つ高重力異常帯が見出された．

瀬谷（1959）の式の透過係数 $Kn^*(\alpha, \beta)$ は正規構造 $\alpha=1$, $\beta=3$ の場合，第22図に示すように $\lambda n/S=5$ (S は

第21図　二次傾向面残差図
等重力線間隔　1 mgal

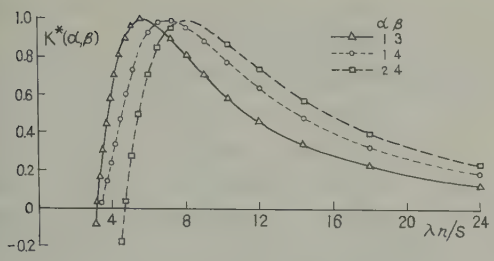
Residuals of trend surface (2 nd degree) of Bouguer Anomalies. contour interval 1 mgal

上記の格子間隔，λn は波長）付近で最大となる．$S=a$, $S=2a$, $S=3a$ の各図を比較してみると，$S=2a$ および $S=3a$ の計算結果がすぐれている．従って，この2コの重力異常の基本波長は 5 km より大きいことがわかる．

4.3　宮崎平野の高重力異常岩体の密度

宮崎市北西方国富付近の重力異常（第22図M）については，磁気異常から推定される岩体の分布（第10図M）とほぼ一致している．そこで磁気異常から解析された深度・形状の結果を用いて概略の岩石密度を Bouguer 補正の公式 $\Delta g = 2\pi G \Delta \rho h$ により求めた．まわりの岩石密度をこの付近の四万十層群の砂岩の密度の平均値として知られている 2.6–2.7 とすると，$\rho = 3.0$–3.1 の値を得る．

高鍋付近の重力異常（第21図T）については磁気異常



第22図

（第10図T）とほぼ対応する位置関係にあるものの，データソースである重力図原図作成に用いた測点の間隔がこの付近においては粗であるため，密度は求めなかったが，高帯磁率かつ高密度であることが推定できる．

5. 考　察

これまでに述べた磁気探査で得られた磁気異常に対応する岩体としては，尾鈴酸性岩の基底部分に相当し，遠見山―日向に分布するものおよび高城―都城―鹿屋の火山岩が考えられる．

その他の磁気異常に対しては，地表地質の上では対応する岩体は見当たらない．大隅半島に広く分布する花崗岩も，金谷・石原（1973）によれば帯磁率（χ）[1] は $10–30\times10^{-6}$ e.m.u./cc と低く，磁気図の上でも異常は認められない．

磁気異常と重力異常の対応がつけられる宮崎平野では次のように推論できる．

宮崎市北西方国富の異常は帯磁率（κ）10^{-3} e.m.u./cc，密度 3.0 程度と高帯磁率であり，また高密度でもある．もう一つの高鍋付近の異常も同様に高帯磁率・高密度である．

この物理量の値は異常の原因となる岩石として閃緑岩，あるいは蛇紋岩質岩石などの塩基性岩類の値に相当する．またその岩体の伸びの方向は N70°E–90°E である．

本論で扱っている九州南部地方には，時代未詳とされる四万十層群ないし日南層群の堆積岩が厚く分布している．これらの堆積岩に大隅半島の花崗岩・尾鈴山付近のリングダイク状の花崗岩迸入，また尾鈴酸性火山岩類の噴出が行われている．その後，宮崎層群が堆積し，第四紀には阿蘇―霧島―桜島の火山活動が起こったとされている．

これまでに述べた地球物理の資料である磁気・重力異常から推定された岩体の形状と分布範囲等からみた本地域の特徴は，地質の資料から知られた地表の地質構造とは特に矛盾するわけではない．むしろ橋本（1962），今井ほか（1975）による，堆積岩の分類からなされた構造にほぼ一致し，それらを支持しているように思われる．

宮崎市北西，および高鍋付近の磁気異常・重力異常は物理量から閃緑岩ないし塩基性の岩体によると想定されるが，地表地質からは対応するものが確認されない．

6. 結　論

磁気・重力異常の資料からみた南九州における卓越構造方向は，北半部では西南日本弧のそれと並行しており，東方海域の日向灘にも延長し得る．

宮崎市北西から高鍋付近にかけては地表面に現れていない塩基性と推定される岩体列が存在する．

都城盆地付近を境にして，南西は琉球弧の構造方向，北東は西南日本弧の構造方向を反映していると結論される．

この区域では主要な地質構造がこの付近で屈曲（今井ほか，1975）し，陸域のみでなく海域においても西南日本弧と並行する南海舟状海盆の構造と，琉球弧と並行する琉球海溝の構造が会合している．これらの点からみて，会合付近のさらに詳しい推論を行うためには今後，異常岩体についてのより詳しい物性の資料とこれに対応する岩相および地質についての研究が望まれる．

7. おわりに

本研究を行うにあたり，地質部服部　仁技官から助言を頂いた．また磁気図のフィルター処理と自動解析・図化のプログラムは物理探査部中塚　正技官の作成したものを使用させて頂いた．厚くお礼を申し上げる．

帝国石油株式会社には宮崎平野重力探査の原図の写しを頂いたお礼を申し上げる．

なお，計算および図化には TOSBAC–3400 を使用した．

文　献

Grant, F. S., West, G. F. (1965) *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill, p. 319–324.

長谷川　博（1967）　擬似重力異常の新計算法．物理探鉱，vol. 20, no. 5, p. 22–31.

橋本　勇（1962）　九州南部における時代未詳層詳研究の総括．九州大学教養部地学研究報告，no. 9, p. 13–69.

Iaga, Commission 2 Working Group No. 4. Analysis

1) χ; 重量当たりの帯磁率，岩石密度との積をとれば κ となる．

of the Geomagnetic Field. (1969) The International Geomagnetic Reference Field 1965.0. *J.G.G.* **21**, p. 569.

今井 功・寺岡易司・奥村公男（1975） 九州四万十帯の構造区分．地団研専報，no. 19, p. 179–189.

井内 登・関口昌雄・前田尚美（1970） 西南日本における航空磁気測量結果について．測地学会誌，vol. 16, no. 1, 2, p. 23–33.

海上保安庁水路部測量課（1975） 日向灘の海底地形，地質構造，地磁気全磁力．地震予知連絡会会報，vol. 14, 建設省国土地理院，p. 131–136.

鹿児島県地学調査研究会（1967） 20万分の 1 鹿児島県地質図.

金谷 弘・石原舜三（1973） 日本の花崗岩質岩石にみられる帯磁率の広域的変化．岩石鉱物鉱床学会誌，vol. 68, no. 7, p. 211–224.

松崎卓一・歌代慎吉（1961） 鹿児島湾周辺の地磁気異常について．水路部研究報告，第 1 号，p. 23–25.

宮 崎 県（1971） 20万分の 1 宮崎県地質図.

———（1971） 宮崎県の地質と資源.

茂木昭夫（1975） フィリピン海北縁部の海底地形—Outer Ridge について．海洋科学，vol. 7, p. 27–32.

Moor, J. K. C. (1965) Analytical aeromagnetic interpretation and its practical application. *Geophysics*, vol. 14, no. 2, p. 208.

中塚 正（1975） 水平一次微分の曲線照合法による磁気異常の自動解析．物理探鉱（投稿中）.

大島章一・近藤 忠（1975） フィリピン海の航空磁気測量の成果．「フィリピン海域の地質学的諸問題」，p. 11-12.

小川克郎（1973） 空中磁気図解析解釈法の研究．地質調査所報告，no. 247.

Rosenbach, O. (1953) A contribution to the computation of second derivative from gravity data. *Geophysics*, vol. 18, p. 894–912.

佐々木 悟・梅戸左明・恒川純吉・山崎 喬・小松直幹（1961） 宮崎県宮崎市周辺重力探査報告．天然ガス協会，九州地方の天然ガス開発調査報告，p. 249–255.

瀬谷 清（1959） 重力探査における新解析法．物理探鉱，vol. 12, no. 2, p. 65–73.

———（1959） 重力探査における新解析法 第 2 報．物理探鉱，vol. 12, no. 4, p. 166–177.

陶山淳治（1970） 空中磁気図の作成について．物理探鉱，vol. 23, no. 3, p. 38.

Tomoda, Y. (1973) Maps of Free Air and Bouguer Gravity Anomalies in and Around Japan. O.R.I., University of Tokyo.

津 宏治・小川克郎（1973） 三次元角柱による磁気異常の自動解析．物理探鉱，vol. 26, no. 2, p. 5–21.

坪井忠二・実川 顕・田島広一（1956） ウォルドン重力計による日本全国の重力測定，第 9 報（九州地方）．東京大学地震研究所彙報別冊，第 4 号，第 8 冊.

Vacquier, V., Steenland, N. C., Henderson, R. G. and Zietz, I. (1961) Interpretation of aeromagnetic maps. *Geol. Soc. America, Memoir*, vol. 47.

渡辺史郎・斉藤友三郎・中塚 正（1976） 南九州宮崎沖海域空中磁気調査報告．地質調査所月報（投稿中）.

（受付：1975年 9 月20日；受理：1975年11月17日）

550.84

地球化学的標準試料 JG-1 および JB-1 の物理的性質

飯塚　進* 井波和夫**

Measurements of Physical Properties for Geochemical Rock Standards GSJ JG-1 and JB-1

Susumu Iizuka and Kazuo Inami

Abstract

The measurements of some physical properties, such as the anisotropy of elastic wave velocity, mechanical and magnetic properties, for geochemical rock standards GSJ JG-1 and JB-1 were carried out for the purpose of obtaining the basic data.

The velocity anisotropy of JG-1 is shown in the velocity-fabric diagram (fig. 4). The mechanical and the magnetic properties of JG-1 and JB-1 are summarized in Tables 2 and 4, respectively.

The main results are as follows.

(1) The anisotropy of elastic wave velocity of JG-1 at a maximum is about 12%.

(2) It may be possible to estimate the geological and geophysical structure of strata with JG-1 and JB-1 by using the velocity-fabric diagram of rock specimens.

(3) The ultimate strength for JG-1 under confining pressure 1～2,000 kg/cm² are about 1,560～6,760 kg/cm², for JB-1 under 1～1,500 kg/cm² are about 3,060～6,510 kg/cm².

(4) The intensity of NRM of JG-1 and JB-1 are about the order of 10^{-7} and 10^{-3}～10^{-4} emu/cc, and the Q values are about the order of 10^{0}～10^{1}.

要　旨

地球化学的標準試料 GSJ JG-1 および JB-1 について各種の物性試験を行った．測定内容は密度，弾性波速度，破壊強度，帯磁率などである．測定結果の主なものは，① JG-1 の弾性波速度異方性は最大12%であった．②弾性波速度異方性から試料の線構造，面構造を決めることができ，原岩体の形態や内部構造を推定できる可能性がある．③破壊強度は JG-1 が 1,560–6,760 kg/cm²（封圧 1–2,000 kg/cm²），JB-1 が 3,060–6,510 kg/cm²（封圧 1–1,500 kg/cm²）である．④ JG-1 および JB-1 の磁化の強さは 10^{-7} および 10^{-4} emu/cc 程度，Q 値は 10^{-2} および 10^{0}–10^{1} 程度である．

1. はしがき

地球化学的標準試料（geochemical rock samples standard, 以下「標準試料」という）は，分析方法の研究，分析装置の検定などの目的につくられた化学分析用の岩石試料である．標準試料としては，均質で新鮮な岩石が多量に得られることが条件で，地質学でいう「模式地」(Type Locality) の岩石とは必ずしも同じものではない．

日本では，現在，標準試料として地質調査所でつくられた GSJ-JG-1（花崗閃緑岩），GSJ-JB-1（玄武岩）の2種類がある (Ando et al., 1971; 安藤ほか, 1972)．

標準試料は，目的に応じて粉体と原岩の両方が用意されている．

地質調査所では，次の2つの目的で標準試料の物性測定が計画された．

1) 標準試料の基本的データとして，物性を測定し多目的な利用にそなえる．

2) 物性試験方法の相対的な比較や，器機の実用上の検定試料にする．

なお，測定項目としては，下記のものが考えられている．

密度，弾性波速度（異方性を含む），破壊試験，放射能，磁気的・電気的性質，熱伝導率，その他

* 元所員，東海大学海洋学部
** 物理探査部

ここでは，1) JG-1 の弾性波速度異方性，2) JG-1, JB-1 の三軸高圧試験，3) JG-1, JB-1 の磁気的性質，についてそれぞれ測定した結果を報告する．なお放射能の測定に基づく分析はすでに発表されている[1]．

本稿をまとめるにあたり，地質調査所物理探査部中条純輔技官（現在，海洋地質部）には種々の助言とご批判をいただいた．また，同所地球化学課安藤厚技官には，物性測定用の標準試料についてお世話いただいた．物理探査部斉藤友三郎技官には磁気的性質を測定して頂いた．ここに記して感謝の意を表する．

2. JG-1 (花崗閃緑岩) の弾性波速度異方性

2.1 測定試料，測定装置

弾性波（P 波）速度の測定に用いた試料 JG-1 は，縦 50 cm × 横 100 cm × 厚さ 10 cm ほどの板状のブロックである．速度異方性を調べるために，この直方体から下記のような測定用サンプルを切り出して整形した．

いま，板面内に X 軸，Y 軸を，板面に垂直方向に Z 軸をとり，第 1 図 (a) のように XY, YZ, ZX の各平面にそれぞれ平行な，縦 6 cm × 横 6 cm × 厚さ 3 cm の直方体を切り出す．この 3 個の直方体を，さらに第 1 図(b)のような断面が正12角形の試料に整形して 30° ずつ角度をずらして速度測定ができるように仕上げた．これらを，試料 XY, YZ, ZX, とそれぞれ呼ぶことにする．

1) 金谷による放射能の結果は Ando et al. (1971, 1974) によりまとめられている．

測定装置は，開発電子測器研究所製の「超音波伝播速度測定器 (SLS-1002D)」で，用いた振動子は，固有周波数 200 kHz の P 波用チタン酸バリウム素子である．記録はポラロイドカメラで撮影した．

2.2 測定結果および考察

記録の一例を第 2 図に示す．初動のキックはすべて良好で，速度の測定誤差は 3 %以内である．第 1 表は測定結果をまとめたもので，これを図示したのが第 3 図である．測定方向により，著しい異方性を示している．いま，異方性 (Anisotropy) を次式で表わすことにする．

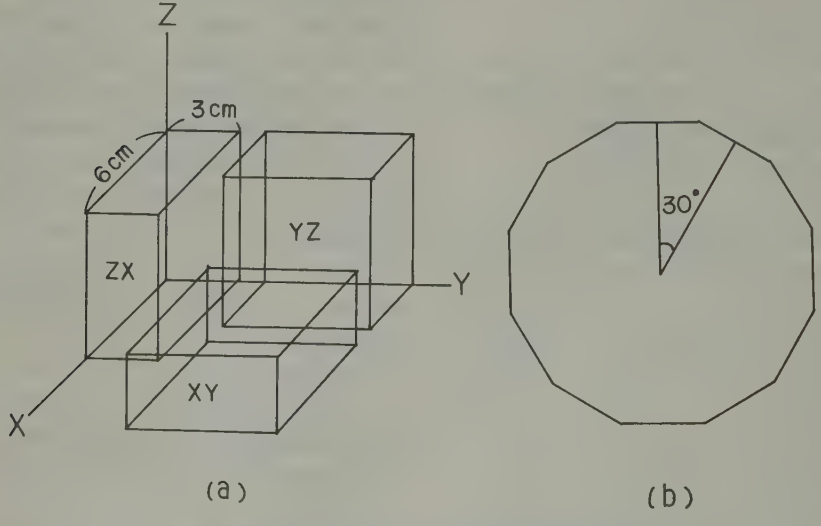
$$\text{Anisotropy} = \frac{V_{\max.} - V_{\min.}}{V_{\text{aver.}}} \qquad (1)$$

ただし，$V_{\max.}$ は速度の最大値，$V_{\min.}$ は最小値，$V_{\text{aver.}}$ は平均値を表わす．

(1)式によると，JG-1 の速度異方性は最大で12%に達する．

試料数が少ないので，データとしては不十分であるが，速度最大および最小軸の方向をきめるために「Velocity-fabric Diagram[2]」をかいてみると，第 4 図のようになる．この図からわかることは，速度最小値の軸は Z 軸とは一致せず 20-30° 傾いていること，また速度最大値の軸は，ほぼ XY 面内にあって X 軸から 10-20° ずれていることである．ただしいまの場合，現地で原岩体から試料を切り出す際に，水平面や方向を指定してないので，測

2) 笠原ほか (1968) は，「Petrofabric Diagram」との analogy から，「Velocity-fabric Diagram」なる語を用いている．ここでは，同じ意味に用いる．



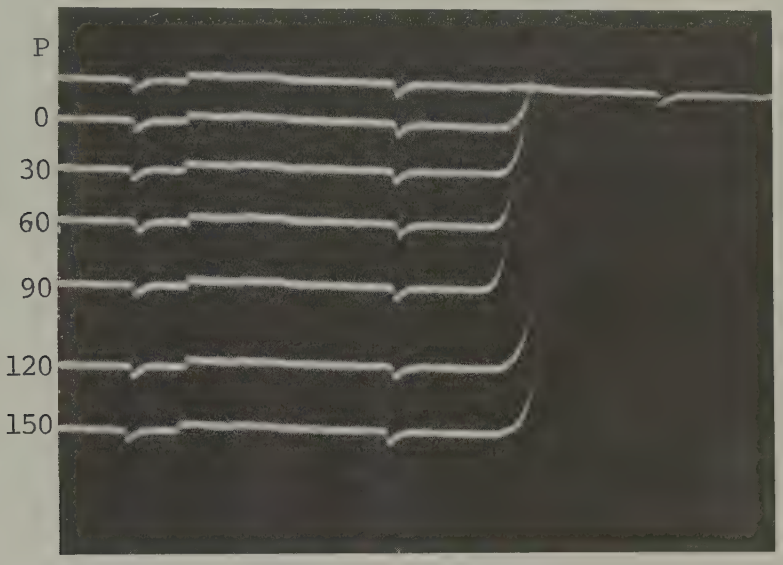
第 1 図 (a) 速度異方性測定用試料の切断方法
(b) 断面が正12角形になるように整形された試料
$\theta = 0°, 30°, 60°, 90°, 120°, 150°$, と 30° ステップで 6 方向に測定できるように整形してある．

第1表　標準試料 JG-1 の弾性波（P波）速度異方性測定結果．単位は km/sec．角度については第3図の説明参照．この試料のみかけ密度は 2.62 g/cm³ である

θ	0°	30°	60°	90°	120°	150°
sample XY	5.35	5.32	5.26	5.15	5.22	5.20
sample YZ	5.00	5.01	5.21	5.28	5.07	4.83
sample ZX	4.89	4.73	5.11	5.23	5.20	5.05

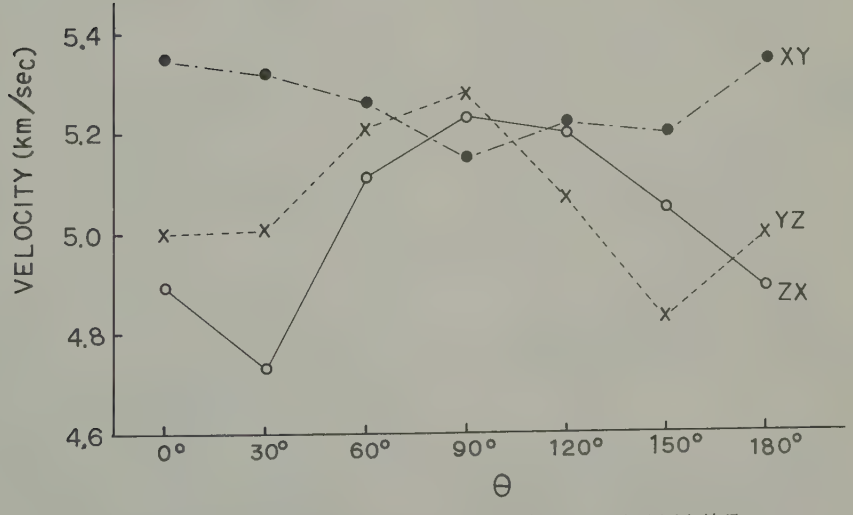
定用試料整形時に決めた X, Y, Z 軸は任意の方向であり，したがって速度最大・最小軸の方向は相対的なものである．

一般に，速度異方性を示す岩石は，線構造 (flow line, lineation) に平行な方向で速度最大値を，また面構造 (flow layer, foliation) に垂直な方向で速度最小値をとることが知られている．したがって，逆に速度最大・最小軸の方向から，線構造，面構造の方向を推定することが



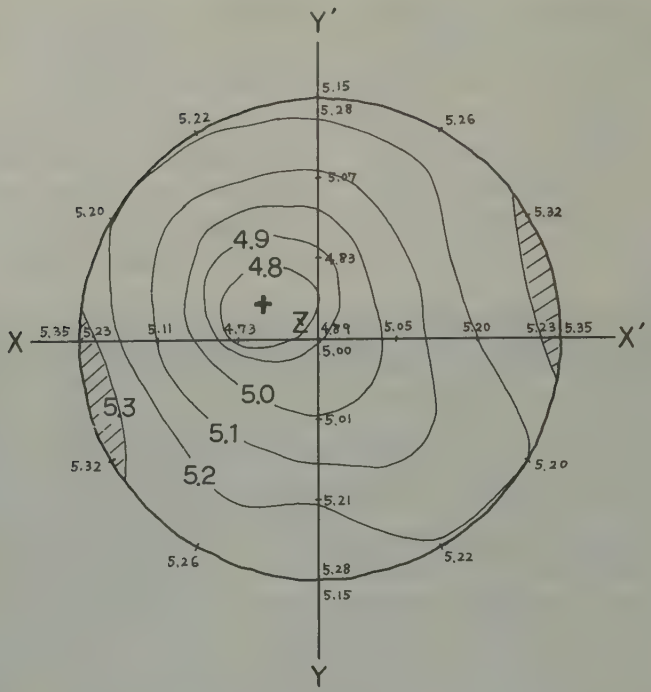
第2図　試料 YZ の記録

上から順番に，タイム・スケール (10 μ sec)，$\theta = 0°$, 30°, 60°, 90°, 120°, 150° の場合の P 波の記録を表わしている．



第3図　標準試料 JG-1 の弾性波（P波）速度異方性測定結果

横軸の角度 θ は試料 XY については X 軸から Y 軸へ向かって，試料 YZ については Z 軸から Y 軸へ向かって，試料 ZX については Z 軸から X 軸へ向かって，それぞれ測った角度である．



第 4 図　標準試料 JG–1 の Velocity-fabric Diagram.

試料 XY の速度測定値を円周上に，試料 YZ の測定値を YZY′上に，試料 ZX の測定値を XZX′上にそれぞれプロットし，等速度線で表わしたもの．＋印が速度最小の位置，斜線部が速度最大の位置を示す．単位はいずれも km/sec．4.8, 5.0, 5.3 km/sec の等速度線は，それぞれ異方率 1.4, 5.3, 11.1 %に相当する．

可能である．

迸入型花崗岩の示す線構造，面構造は，岩体の内部構造を調べる重要な手がかりを与えるもので，マグマが流動状態で貫入してきた時の初生流動構造を示すものと考えられている．そして，flow layer の分布は，岩体の境界に平行して閉じた形をとり，flow line の分布は放射状または求心状配列をとることが知られている．

したがって，もし一個の岩体から系統的に試料を採集することができれば，その試料の速度最大・最小軸をもとめることにより，岩体の形態や内部構造を推定する手がかりが得られるものと期待される．

3. JG-1（花崗閃緑岩），JB-1（玄武岩）の三軸高圧試験機による圧縮変形破壊実験

3.1 実 験 方 法

測定用試料は，直径（d）19.5 mm，長さ（l）39.0 mm，l: d=2: 1 の円柱状に整形した．整形精度は 1/500 程度で，とくに両端面の平行度および直角度は，実験精度に大きく影響するので十分注意し正確に整形してある．直径は岩石旋盤で整形するが，普通両端面に近いところが細く，真中が太いたいこ型やテーパーがつくことがあるが，この場合には何カ所か測定して平均値を直径とした．長さは両端面の中心から中心までの長さを用いた．試料の状態は整形後十分長い間実験室に放置した自然乾燥状態である．

試験機は，地質調査所に設置してある三菱原子力工業 K. K. 製の岩石三軸高圧試験機を使用した．試験機の最大軸圧50トン，最高封圧 4,000 kg/cm², 歪み速度はギヤの組合せで10段に切り換えられる．封圧下の実験は，試料を厚さ 0.3 mm の銅パイプでおおい，圧力媒体（白燈油）が試料に浸み込まないようにし，ハンドポンプまたはニューハイポンプによって 500, 1,000, 1,500 および 2,000 kg/cm² の封圧下で実験を行った．力学的性質は，封圧の影響を大きく受けるため，封圧調整は実験中注意して行った．荷重の検出は荷重検出器（ロードセル）と荷重計の組合せで XY レコーダーの Y_1 軸に，変位は差動トランスで検出し，変位計を通して X 軸に入れレコーダー上に荷重－変位曲線として記録される．タイムマークは普通 0.5 分間隔で Y_2 軸に入れる．歪み速度は，歪み/時間で求めることができる．

応力－歪み曲線を求めるために一般に2つの補正を行っている．一つは圧縮試験機の変形補正である．試験機自体は剛体でないため，加圧によって変形がおこる．変位計の位置にもよるが，この試験機の場合はピストン変形が大部分であると考えられる．実測の結果 6.4×10^{-5} mm/kg を補正値として使用している．もう一つは断面積補正である．応力は，荷重/断面積である．断面積は一般に試料の変形につれて変化する．変形により縮んだ量だけ直径が太くなると仮定して断面積を計算し，補正を行っている．この測定の場合，JG-1, JB-1 とも強いぜい性を示しているので断面積補正は省略した．

密度の測定は，岩石試料の速度測定要綱（物理探鉱技術協会，1962）にしたがって次式により計算した．

含水状態の密度　$\rho_{wet}=W_w/(W_w-W_{w'})=W_w/V$

乾燥状態の密度　$\rho_{dry}=W_d/V$

ここで，W_w:　含水飽和状態の空気中重量

$W_{w'}$:　〃　水中重量

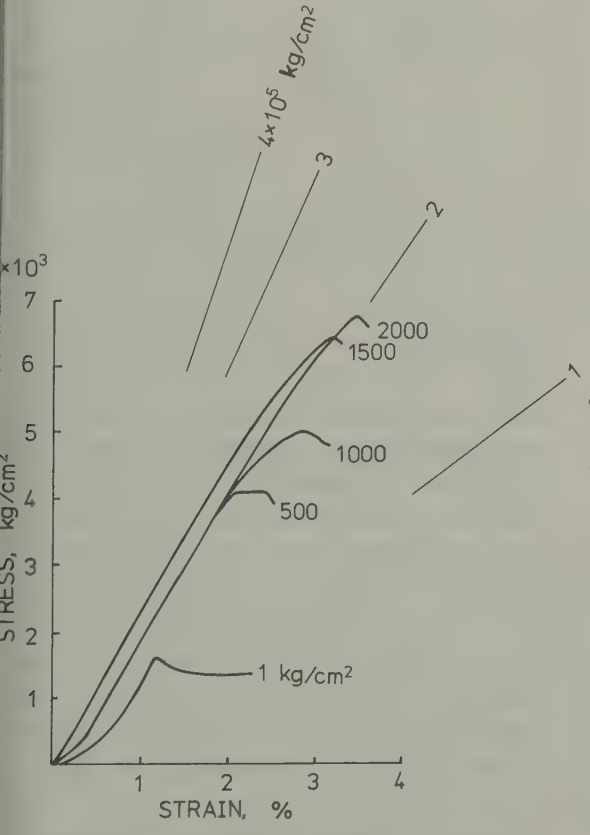
Wd:　乾燥状態の空気中重量

超音波伝播速度（P波，S波）の測定には，2項で用いたものと同じ測定器を使用した．測定方法は前出の速度測定要綱にしたがって行った．用いたチタン酸バリウム振動子は，P波用は 200 kHz，S波用は 40 kHz である．

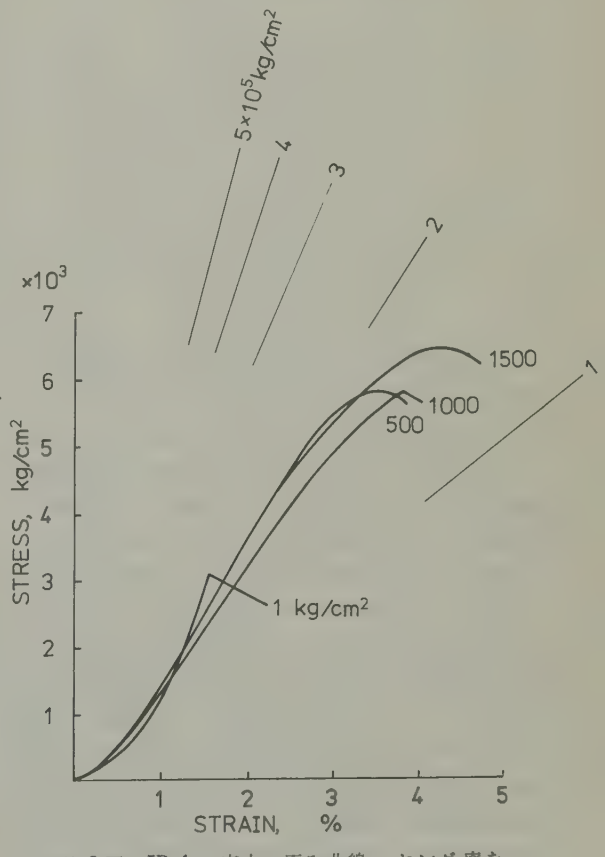
3.2 測定結果

JG-1 および JB-1 の応力－歪み曲線をそれぞれ第5図および第6図に示す．測定値を第2表にまとめた．比較のために，玄武岩 XM, XIM および花崗岩 KMG, HYB のデータを星野・井波ほか（1967, 1972, 1975）より引用した．

応力－歪み曲線は，一般に加圧とともに下凸で始まり，やがて直線的となる．さらに加圧が進むと降伏状態へ移行し上凸になり破壊，あるいは流動状態へ移っていく．最初の下凸部分は，試料の整形精度，とくに端面の平行度に影響される場合もあるが，多くは試料内部のクラックや空隙などが閉じるためと考えられる．したがって，十分高い封圧を加えた場合には下凸傾向は小さくな



第5図　JG-1 の応力－歪み曲線．ヤング率を斜めの実線で示す．



第6図　JB-1 の応力－歪み曲線．ヤング率を斜めの実線で示す．

第2表　圧 縮 試 験 一 覧 表

sample	l	d	Conf. pres.	Axial Shortn.	Utli. str.	Duct.	Str. rate	Angle Mac.-fr.	Bv.	Bulk modulus
	(mm)	(mm)	(kg/cm²)	pressure	(kg/cm²)	%	(/sec)	2θ		(kg/cm²)
JG-1	39.15	19.45	1	0	1,560	1.2	3.90×10^{-5}		B	
	39.15	19.60	500	0.0078	4,120	2.2			B	2.14×10^{4}
	39.13	19.38	1,000	0.0082	5,050	2.9	3.63×10^{-5}		B	4.07×10^{4}
	39.15	19.57	1,500	0.0087	6,460	3.2			B	5.75×10^{4}
	39.14	19.40	2,000	0.0072	6,760	3.5	3.58×10^{-5}		B	9.26×10^{4}
JB-1	39.09	19.53	1		3,060	1.5	3.03×10^{-5}		B	
	39.09	19.53	500	0.0063	5,820	3.5			B	2.65×10^{4}
	39.06	19.50	1,000	0.0056	5,820	3.8	4.17×10^{-5}		B	5.95×10^{4}
	39.10	19.57	1,500	0.0083	6,510	4.3	4.12×10^{-5}		B	6.02×10^{4}
XM			1		1,350		3.66×10^{-5}	38°	VB	
			500	0.0018	3,166	2.3	7.28×10^{-5}	53°	B	
			1,000	0.0065	4,300	2.6	7.18×10^{-5}	63°	B	
XIM			1		3,000	1.5			VB	
			500		6,500	1.3			VB	
			1,000		10,300	1.5			VB	
HYB	38.97	19.45	1	0	1,940	0.9	3.35×10^{-5}		VB	
	38.98	19.53	500	0.00168	5,840	1.8	2.13×10^{-5}		VB	9.92×10^{4}
	38.97	19.51	1,000	0.00489	8,000	2.1	2.15×10^{-5}		VB	6.82×10^{4}
	38.98	19.50	1,500	0.00611	9,790	2.0	1.85×10^{-5}		VB	8.18×10^{4}
KMG	39.01	19.51	1	0	1,520	0.8	1.92×10^{-5}		VB	
	39.03	19.49	500	0.00312	4,500	1.0	1.71×10^{-5}		VB	5.34×10^{4}
	39.02	19.49	1,000	0.0095	6,590	1.4	1.62×10^{-5}		VB	3.51×10^{4}
	39.03	19.52	1,500		8,310	1.5	1.29×10^{-5}		VB	

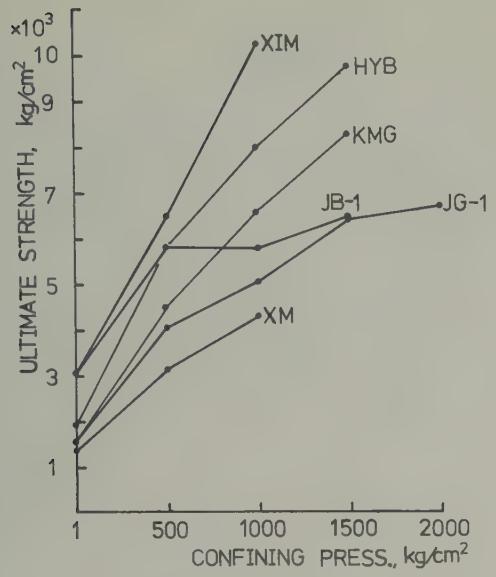
Conf. pres.=confining pressure　Axial Shortn.=axial shortning at confining pressure　Ulti. str.=Ultimate strength
Duct.=Ductility　Str. rate=strain rate　Angle Mac.-fr.=Angle of macro fractures　Bv. =Behaviour of deformation
B=brittle　VB=very brittle

り，ほぼ直線的に立ち上がる．JG-1 の場合には明らかにこれに対応しているようである．JB-1 は封圧にあまり関係なく下凸の立ち上がりを示している．この場合は別の要因があるのであろう．

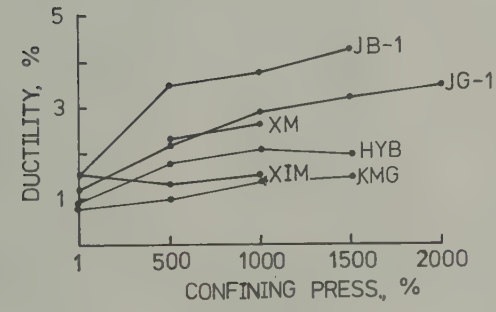
直線部分は一般に弾性領域といわれており，傾斜がヤング率を表わしている．ヤング率は，JG-1, JB-1 とも 2.5×10^{5} kg/cm² 程度で，これは松代産玄武岩 (XIM) の 5.0×10^{5} kg/cm² (平均) の約½である．長崎県産 (XM) の 2.0×10^{5} kg/cm² (封圧 500 kg/cm² における) とほぼ同じである．また，宮津産花崗岩 (HYB) の 5.0×10^{5} kg/cm² (封圧 1,000 kg/cm²) および北上産 (KMG) の 6.0×10^{5} kg/cm² (封圧 500 kg/cm²) の約½である．弾性領域の傾向は，JG-1 ははっきり直線部分が認められるが，JB-1 については顕著でない．破壊様式は，JG-1 (封圧 1-2,000 kg/cm²) および JB-1 (1-1,500 kg/cm²) ともぜい性破壊である．花崗岩 KMG および HYB, 玄武岩 XIM は強いぜい性破壊を示している．

強度－封圧の関係を第7図に示す．JG-1 は常圧で 1,560 kg/cm², 封圧 2,000 kg/cm² で 6,760 kg/cm² となり，封圧とともにほぼ2次曲線的に増加している．JB-1 は常圧で 3,060 kg/cm², 封圧 500 ないし 1,500 kg/cm² で 5,820 ないし 6,510 kg/cm² の値をとり，この間では封圧の影響があまり認められない．XIM はほぼ直線的に増加していて，JB-1 とは大きな差異が認められる．花崗岩 HYB および KMG は2次曲線的に増加している．

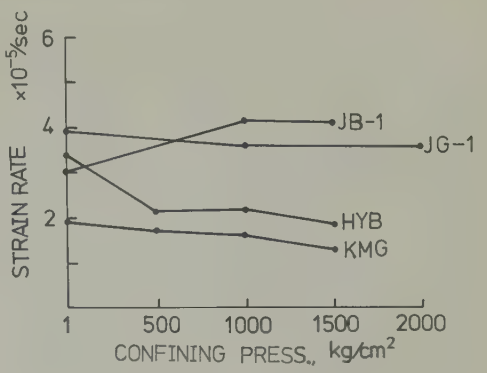
Ductility を第8図に示す．Ductility は，最大強度における歪みで表わす．JG-1, JB-1 とも封圧とともに増



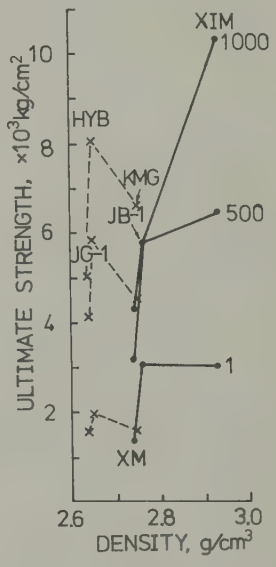
第 7 図　強度－封圧関係図



第 8 図　Ductility－封圧関係図



第 9 図　歪み速度－封圧関係図



第10図　強度－密度関係図．実線は玄武岩，点線は花崗岩を示す

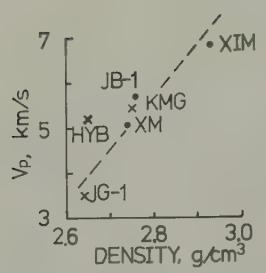
加し常圧で両者とも約 1 %，1,500 kg/cm² では JG-1 が 3.2%，JB-1 が 4.3%である．XIM は封圧 1–1,000 kg/cm² の間でほぼ 1.5%とあまり変化せず，封圧の影響をほとんど受けない．HYB および KMG の場合は，封圧に対する影響はよく似た傾向を示す．

歪み速度－封圧の関係を第 9 図に示した．JG-1, HYB および KMG は，封圧とともに歪み速度は低下し硬化する傾向がある．JB-1 は封圧 1,000 kg/cm² で歪み速度が一度増しその後再び低下している．

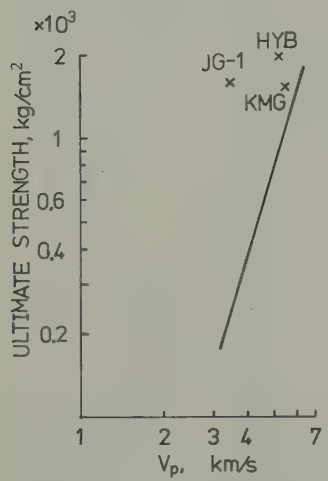
密度と強度の関係を第10図に示した．玄武岩の密度は，自然乾燥密度で JB-1, XM および XIM がそれぞれ 2.76, 2.74 および 2.93 g/cm³ である．XIM が大きい値

第 3 表　超音波速度測定結果　（単位：km/sec）

	岩種	採取地	V_p	V_s	ρ_{nd}	備考
JG-1	花崗岩	群馬県伊勢郡沢入町	3.48	2.49	2.64	
JB-1	玄武岩	長崎県佐世保市	5.68	4.02	2.76	
XM	玄武岩	長崎県西彼杵郡	5.05	2.98	2.74	星野ら (1972) による
XIM	玄武岩	長野県松代	6.81	—	2.93	星野ら (1967) による
KMG	花崗岩	岩手県宮守	5.43	3.30	2.75	星野ら (1975) による
HYB	花崗岩	京都府宮津	5.18	3.06	2.65	星野ら (1975) による



第11図 P 波速度－密度関係図



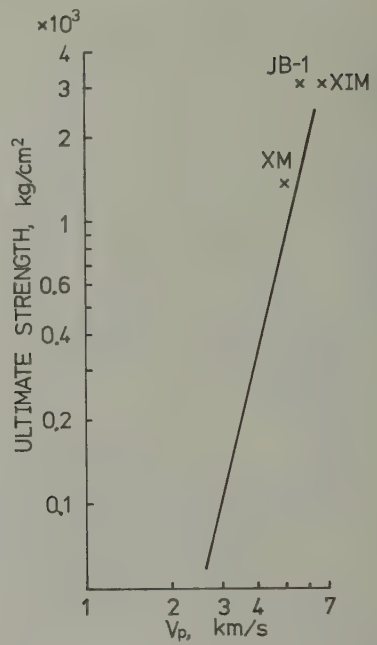
第12図 花崗岩の強度－P 波速度関係図．実線は北海道産花崗岩27個の平均値で根岸ら(1973)による

を示している．強度は密度とともに増加している．とくに封圧が高くなるとその傾向が顕著となる．花崗岩 JG–1, HYB および KMG はそれぞれ 2.64, 2.65および 2.75 g/cm³ で強度とはあまり相関がないようである．

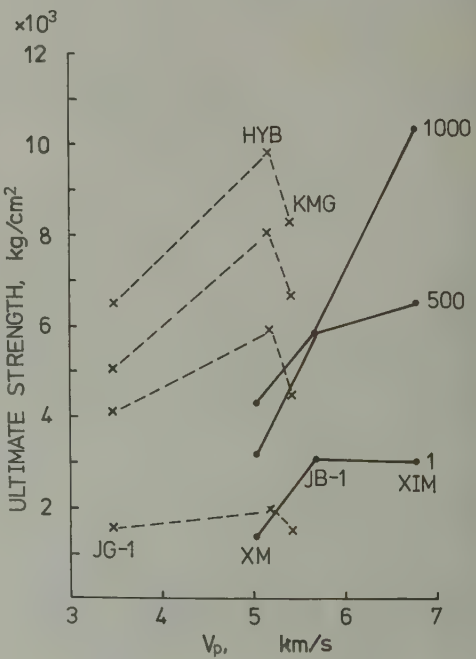
超音波速度の測定結果を第3表に示す．P 波速度は JG–1 が 3.48 km/sec, JB–1 が 5.68 km/sec である．JB–1, XM および MIX を比較すると同じ玄武岩でも大きな差がある．花崗岩についても同様である．P 波速度と密度との関係を第11図に示す．ほぼ直線関係が成り立っている．

第12図および第13図は，封圧をかけない状態での P 波速度と強度の関係を示したものである．実線は根岸ら(1973)の結果である．玄武岩はほぼ直線にのるようであるが，JG–1 は明らかに直線からはずれて強度の大きい方へずれている．根岸らの試料は北海道産であるが，地域的な差かどうかはわからない．

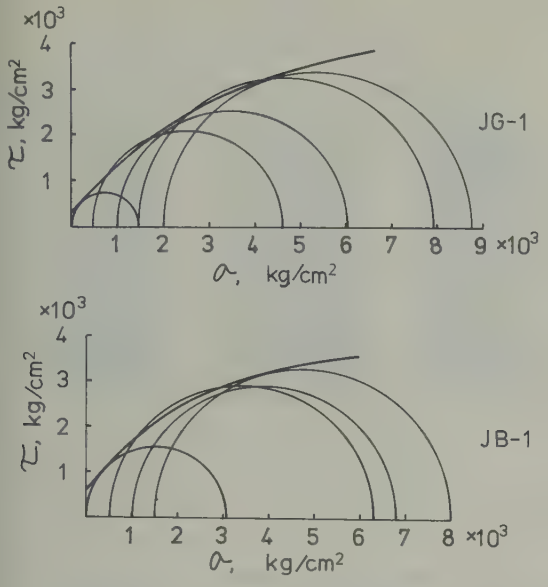
P 波速度と強度との関係が，封圧とともにどのように変化するかを示したのが第14図である．玄武岩は，封圧



第13図 玄武岩の強度－P 波速度関係図．実線は北海道産玄武岩27個の平均値で根岸ら(1973)による



第14図 封圧を変えた場合の強度－P 波速度関係図．実線は玄武岩，点線は花崗岩を示す



第15図　JG-1 および JB-1 のモール円と包絡線

が大きくなると直線関係が成り立つ．花崗岩ははっきりしない．

モール円を第15図に示した．JG-1, JB-1 とも包絡線は放物線となり，XIM の傾向とは異なっている．

4. JG-1 および JB-1 の磁気的性質

4.1 測定試料，測定装置

測定用試料は，JG-1 については1個の岩塊から，直径1インチ×高さ1インチの円筒形テストピースを7個，また，JB-1 については，3個の岩塊から7個のテストピースをそれぞれ整形した．

測定に用いた器具および装置は次の通りである．

自然乾燥密度 (σ)……キャリパー，上皿直示天秤

磁化率 (κ)……Bison 社・3101A 型磁化率計

自然残留磁気 (J_n)……PAR 社・SM-1D 型スピナー磁力計

上記のほか，JB-1 については，一部，熱磁気テストも行った．

4.2 測定結果

測定結果は第4表の通りである．Bison 磁化率計の分解能は，一応 1×10^{-6} emu/cc とされているが，実用精度は 1×10^{-5} emu/cc 程度とみなされる．

JG-1 では，自然残留磁気 (NRM) を測定したのは試料 No. 1 のみで，その値は $J_n \fallingdotseq 0.1\times10^{-6}$ emu/cc である．したがってこの試料の Q_n 値[3] は，$Q_n \fallingdotseq 0.01$ となり，NRM は誘導磁気の約 1/100 と非常に弱く，通常の

3) 自然残留磁気と誘導磁気の比で Königsberger の係数ともいわれる．

第4表　JG-1 および JB-1 の密度 (σ)，磁化率 (κ)，自然残留磁気 (J_n) および Q 値

specimen No.	density (g/cc)	susceptibility (emu/cc)	NRM (emu/cc)	Q_n*
JG-1-1-1	2.61	21×10^{-6}	0.1×10^{-6}	0.01
2	2.66	18		
3	2.65	23		
4	2.64	17		
5	2.64	25		
6	2.67	19		
7	2.64	13		
mean	2.64±0.02	19±4		
JB-1-1-1	2.76	194×10^{-6}	$2,540\times10^{-6}$	28
2	2.78	199	2,430	26
3	2.76	193	2,480	27
mean	2.77±0.01	195±3	2,480±50	27±1
JB-1-3-1	2.80	621	414	1.4
2	2.79	605	421	1.5
3	2.81	627	419	1.4
mean	2.80±0.01	618±9	418±3	1.4±0.1

* $Q_n = Jn/0.47\kappa$ (Jn: intensity of NRM, κ: susceptibility)

方法では測定できない．すなわち，JG–1 はほとんど常磁性の岩石と推定される．なお，誘導磁気の計算には，地球磁場を 0.47 Gauss とした．

一方，JB–1 の磁化の強さは，第4表からわかるようにあまり強くはない．また一塊の試料の中では測定値はほぼ一定の値をとるが，別の塊との間には大きな差があることがわかる (JB–1–1の磁化の強さは，JB–1–3 のそれの約6倍である)．

熱磁気テストの結果によれば，造岩磁性鉱物の中にチタノマグヘマイトの生成などが推定され，単純でないことがわかった．この点に関しては，もっとデータを増やして検討する必要がある．

5. 結　論

地球化学的標準試料 JG–1 および JB–1 の物性測定を行い，次のような結果を得た．

1) JG–1 は弾性波速度異方性が著しく，最大12%に達する．

2) Velocity-fabric Diagram を用いて，試料の線構造，面構造をきめることにより，原岩体の形態や内部構造を推定できる可能性がある．したがって，すでに構造のわかっている岩体でこの方法の適用性を検証してみることを提案したい．

3) 破壊強度は，JG–1 が 1,560–6,760 kg/cm² (封圧 1–2,000 kg/cm²), JB–1 が 3,060–6,510 kg/cm² (封圧 1–1,500 kg/cm²) である．破壊様式は，両試料ともぜい性破壊である．Ductility は，JG–1 が 1.2–3.5 %, JB–1 が 1.5–4.3%である．

4) 超音波速度は，JG–1 が $V_p = 3.48$ km/sec, $V_s = 2.49$ km/sec, JB–1 が $V_p = 5.68$ km/sec, $V_s = 4.02$ km/sec である．

自然乾燥密度は，JG–1 が 2.64 g/cm³, JB–1 が 2.76 g/cm³ である．

5) 体積弾性率は，JG–1 が 2.14×10^4–9.26×10^4 kg/cm², JB–1 が 2.65×10^4–6.02×10^4 kg/cm² である．

6) 磁化の強さは，JG–1 が $J_n \fallingdotseq 0.1\times10^{-6}$ emu/cc で自然残留磁気の Q 値は $Q_n \fallingdotseq 0.01$となり，NRM は非常に弱い．JB–1 については，$J_n \fallingdotseq 10^{-3}$–$10^{-4}$ emu/cc 程度で，玄武岩としてはあまり強くはない．Q 値は，$Q_n = 27\pm1$ および $Q_n = 1.4\pm0.1$ となる．

7) 帯磁率は，JG–1 で平均 $(19\pm4)\times10^{-6}$ emu/cc, JB–1 では，No. 1 の岩塊で $(195\pm3)\times10^{-6}$ emu/cc, No. 3 で $(618\pm9)\times10^{-6}$ emu/cc である．

以上の測定結果が，当初の目的である標準試料の多目的な利用と，岩石の物性試験方法の比較や測定器機の検定資料として役立つことを期待する．

文　献

Ando, A., Kurasawa, H., Ohmori, T. and Takeda, E. (1971) 1971 compilation of data on rock standards JG–1 and JB–1 issued from the Geological Survey of Japan. *Geochem. J.*, vol. 5, p. 151–164.

安藤　厚・倉沢　一・大森貞子・竹田栄蔵 (1972) 地球化学的標準試料 JG–1, JB–1 とその化学成分．地質ニュース，no. 212, p. 8–13.

Ando, A. et al. (1974) 1974 compilation of data on the GSJ geochemical reference samples JG–1 granodiorite and JB–1 basalt. *Geochem. J.*, vol. 8, p. 175–192.

物理探鉱技術協会 (1962)　岩石試料の速度測定要綱．物理探鉱，vol. 15, p. 46–53.

Hoshino, K., Koide, H., Inami, K., Iwamura, S. and Mitsui, S. (1972) Mechanical properties of Japanese Tertiary sedimentary rocks under high confining pressures. *Report, Geol. Surv. Japan*, no. 244, 200 p.

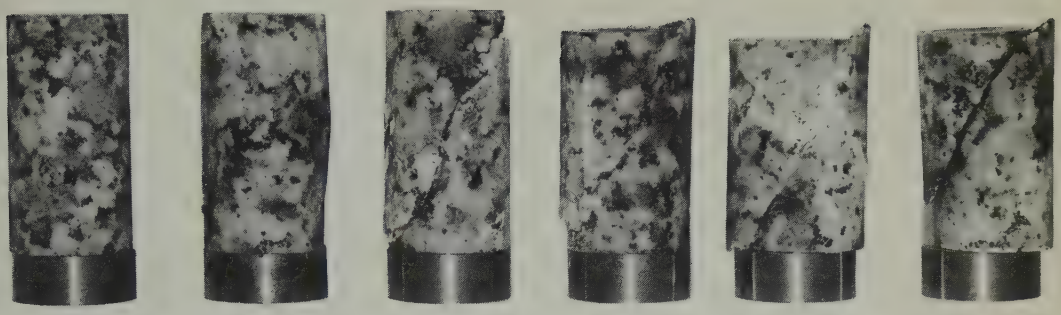
星野一男・南雲昭三郎 (1967)　松代産岩石の高圧変形実験 (第1報)．防災科学技術総合研究速報，第5号，p. 41–47.

――― (1975)　本邦火成岩類の高圧特性 (準備中)．

笠原順三・鈴木　功・熊沢峰夫・小林洋二・飯田汲事 (1968)　Dunite のP波異方性．地震，ser. 2,vol. 21, p. 222–228.

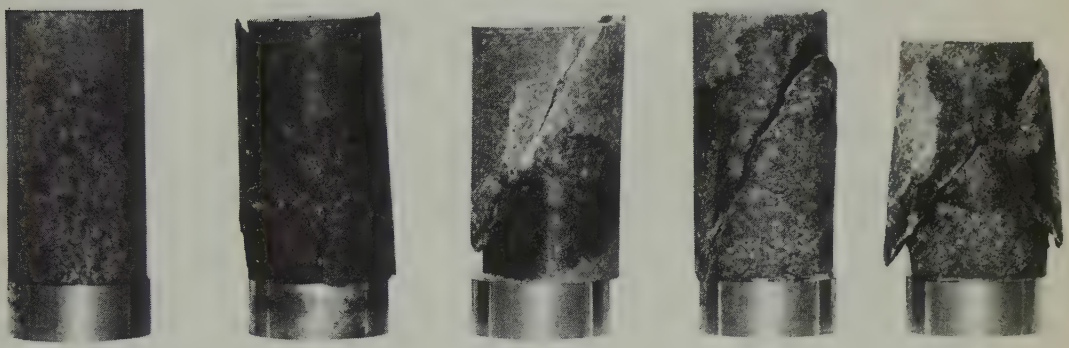
根岸正充・星野　寔 (1973)　岩石の破壊に関する研究，――特に圧縮，引張，せん断強度と超音波伝播速度の関係について――．第4回岩の力学国内シンポジウム，p. 103–108.

(受付：1975年9月19日；受理：1975年11月26日)



1. JG–1 試料.

左から試験前，および試験後，封圧 1, 500, 1,000, 1,500, 2,000 kg/cm² におけるものを示す



2. JB–1 試料.

左から試験前，および試験後，封圧 1, 500, 1,000, 1,500 kg/cm² におけるものを示す

資　料

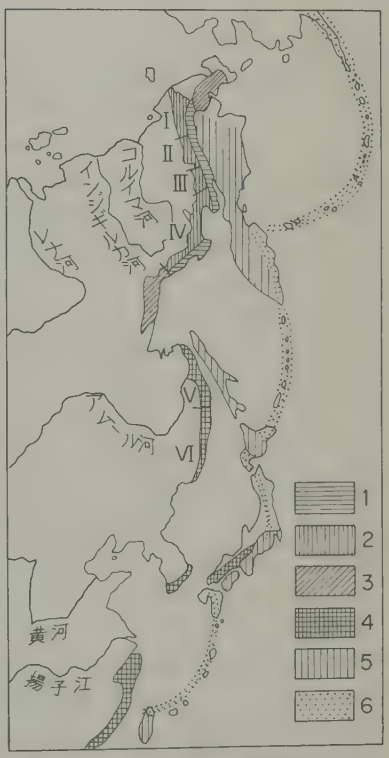
551.21：551.76

火山源地質生成帯東アジア生成系の後中生代酸性火山活動について*

V. F. Belyy, I. N. Kotlyar, A. P. Milov, P. P. Pavlov*

岸本文男** 訳

アジア東部の中生代褶曲区と新生代褶曲区の接合帯沿いに長期間（おそらく中生代の始めから中新世を含む時代まで）にわたって繰り返し烈しい造山性火山活動が働いた．その活動が最高になったのは白亜紀，部分的には古第三紀である．すなわち，主としてこの時代に火山源地質生成帯の東アジア生成系が形成された．この東アジア生成系は分布位置からすれば，Ye. K. Ustiev (1959) のいう東アジア構造－マグマ作用帯に相当する．この東アジア生成系の構成体としては，オホーツク=チュコトカ，シホテ=アリン，本州=朝鮮，東中国の4大火山源地質生成帯がはっきり区分できる（第1図参照）．これらすべての生成帯は太平洋構造環北西部分のカイノイーズ褶曲系の縁部火山源地質生成帯であるが，個々には火山堆積体の構造や組成にそれぞれ特徴がある．なかでも酸性火山活動生成物の量には大きな差がある．



第1図　火山源地質生成帯東アジア生成系

縁部火山源生成帯
オホーツク－チュコトカ帯：
1－外帯(図上の数字)：I－中央チュコトカ部
II－アナドィル部
III－ペンジナ部
IV－オホーツク部
2－内帯
3－翼帯
シホテ＝アリン帯・本州＝朝鮮帯・東中国帯：
4－シホテ＝アリン帯　V－北シホテ＝アリン部
本州＝朝鮮帯　VI－南シホテ＝アリン部
東中国帯
5－新生代褶曲区
6－現世火山帯

火山源地質生成帯の東アジア生成系の部分に生じている酸性火山岩（SiO_2>68%）と正酸性火山岩（SiO_2=63–68%）の量は非常に多い．したがって，その酸性火山活動は独立した地質現象と考えることができる．酸性組成の火山岩と Au・Ag・Sn・Hg などの鉱床との配列・分布上の密接な関係を明示する周知の諸例は，酸性火山活動の問題が実用的な意義も備えている，ということを示すものである．オホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯の地質および地質構造，岩石学上あるいは成因上の見解は，最近筆者らが論文（V. F. Belyy ほか，1972）ですでに明らかにした通りである．本稿の目的とする所は，オホーツク=チュコトカ，シホテ=アリン，本州=朝鮮各火山源地質生成帯の酸性火山活動生成体の比較解析にある．東中国火山源地質生成帯については，残念なことに，必要な事実資料がない．

オホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯は縁部火山源地質生成帯の構造の指標がもっともはっきりしている生成帯である（V. F. Belyy, 1968）．アナドィル=コリャーク新生代褶曲系の場合は外帯と内帯（縦長の累帯）に分かれており，その違いは主として火

* В.Ф. Белый, И.Н. Котляр, А.П. Милов, П.П. Павлов (1974)：О позднемезозойском кислом вулканизме Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов：Геология и геофизика, АН СССР, Сибирское отделение, стр. 3-10.

** 鉱床部

山岩源の存否や層序断面の充足内容にある (V. F. Belyy, 1961; V. F. Belyy, S. M. Til'man, 1966). 外帯はメソゾイーズと古期山塊の構造に重なり，内帯は新生代褶曲区に合している．外帯はさらに中チュコトカ部，アナドゥル部，ペンジナ部，オホーツク部にはっきり分けることができる．これら各部の差は火山原層の層序断面の違い方にある．オホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯の北東部分と南西部分は古期山塊上に位置し，同山塊の自然消滅地域に当たる．それで，この地質生成帯部分は東チュコトカ翼部と西オホーツク翼部として区分されている（第1図参照).

シホテ=アリン火山源地質生成帯と本州=朝鮮火山源地質生成帯はオホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯の火山活動の度合を異にした類似帯で，主にオホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯の外帯に似ている．その根拠となっているのは火山岩源 (volcanic roof) と基盤構造・火山岩分布条件との関係である．

たとえば，大量 (100 km³ 以上) および中量 (10–100 km³) の各独立地質生成体を形成する酸性・正酸性組成の火山岩がオホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯の外帯と翼部では火山源生成体総量の30–32%，シホテ=アリン火山源地質生成帯では50–55%，本州=朝鮮火山源地質生成帯では 91–92% を占めている．

酸性火山活動生成体はいろいろな岩石学的タイプのものからなっているが，結晶質物質（クリスタロクラスチック物質）の構成程度のさまざまな，一般にイグニンブライトと称される熔結凝灰岩が卓越している．非熔結火砕岩が主体をなす部分も結晶質物質（クリスタロクラスチック物質）の性質によってはイグニンブライトに入れることができる．小規模に分布する酸性熔岩は一般にイグニンブライトや凝灰岩に近いものだが，正酸性熔岩は通常安山岩との近縁関係を示す指標を備え，その量はわずかである．イグニンブライトの大量形成に関係するのは規模・形ともにさまざまな沈下火山構造形成作用，まれには陥没カルデラ形成作用である．

当該火山活動は浅所への花崗岩類山塊の貫入に伴われ（一般に貫入で終る),現在では両者が同一削剝レベル（ときには花崗岩類山塊の頭の方が火山活動生成体よりも高位）に存在する．このことからも当該火山活動生成体とイグニンブライトとの近縁関係がいえる．

オホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯では酸性および正酸性火山岩の圧倒的大部分が外帯と翼部に胚胎され，すでに触れたように，そこでは火山源地質生成体総量の 30–32% を占め，約 290,000 km³ に達している．そして酸性および正酸性火山源地質生成体の大部分はオーブ=セノマン期，残りはセノマン=チューロン期のものである．

酸性火山活動生成体と安山岩・安山岩質玄武岩群の岩石との空間的・時間的関係の特徴からすると，オホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯はさらに，a）先行する安山岩質火山活動がなかった大量のイグニンブライト生成域，b）安山岩質火山活動にひき続いて大量のイグニンブライトを生成した生成域，c）垂直方向にも側方方向にも安山岩質玄武岩および安山岩と密接な結びつきを有し，安山岩質玄武岩質および安山岩質火山活動もイグニンブライト質火山活動も両者連続し合って形成された中量ないし大量のイグニンブライト生成域，の3域に分けることができる．a）のタイプに入るのが中チュコトカ部のオーブ階火山岩で，当該火山岩は古生代および中生代前期の劣地向斜褶曲生成体を覆い，オホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯最大の負の構造—ペクトィメル火山=構造凹地を形成する．この凹地の火山岩形成量は 40,000 km³ に達している．

ペクトィメル凹地の火山岩層は明瞭な輪廻構成を備えているが，その輪廻はアンチドローム型でもって発達し，下部メンバーは上部メンバーよりも分布面積・量ともにはるかに大きい．酸性および正酸性火山岩が卓越する部分では，結晶質物質（クリスタロクラスチック物質）の共生鉱物構成と珪酸含有量との間に緊密な相関性が認められる．すなわち，酸性火山岩の場合には黒雲母・灰曹長石・石英・サニディンが特有のものであり，正酸性および中性火山岩の場合には中性長石・黒雲母・輝石・角閃石が特有のものである．これらすべての火山岩中には見てすぐ判る程度の量の磁鉄鉱が存在し，そのほか，ナトリウムよりもカリウムに富んだ形でアルカリ度が高く，アルミナ含有量も多い．

中チュコトカ部の酸性火山活動はチュコトカ メソイーズ中における裂しい後地向斜性花崗岩類マグ

マ作用との結びつきが緊密である．すなわち，当該火山岩とメソイーズ褶曲構造中に認められる花崗岩類との間には密接な岩石化学的近親関係がある (M. L. Gel'man, V. F. Belyy, 1963)．しかしこの共存関係にある深成岩と火山岩の結びつきは複雑な性質を備えていて，火山岩は初期相の深成岩山塊（石英閃緑岩，花崗閃緑岩，花崗岩）を低温接触でもって被覆し，おそらく後期相のカリ花崗岩山塊とほとんど同時成のものと解される．貫入岩と火山岩はアルカリ含有量の点で同じような特徴を有し，当該メルトの晶出作用が大体同じ熱力学的条件下で行われている（第1表参照）．

烈しい安山岩質火山活動後に形成した酸性および正酸性火山岩の独立地質体（オーブ期後期—セノマン期）はペンジナ部とオホーツク部に特有なもので，それぞれ総火山岩量の35%と25%を占めている．オホーツク部の基盤は劣地向斜型および優地向斜への移過型の地質断面を備えた主として褶曲構造である．ペンジナ部の基盤はメソイーズと先リーフェイ紀オモロン山塊の構造体である．

大量および中量のフィールドを形成する火山岩層の断面には，ホモドローム型の連続性がかなり明瞭に現われている．酸性岩中には斑晶として灰曹長石，黒雲母，角閃石，サニディン，石英，ときに輝石が賦存する．正酸性火山岩の場合には黒雲母・石英・アノーソクレース・輝石を伴った灰曹長石と中性長石との共生が特徴である．イグニンブライトとともに単一の構造コンプレックスを構成する花崗岩類貫入岩は酸性火砕岩の形成と同時か，あるいは形成にひき続いて貫入した．この山塊は，通常，沈降火山構造の翼部に位置し，値のさまざまな負の火山構造をとりまいた環状の貫入コンプレックスを形作る場合が少なくない．さらに，この種の山塊はドーム状構造の核部に賦存することがあり，その場合，翼部にイグニンブライト層が拡がっている．

当該深成岩（花崗閃緑岩，アダメライト，花崗岩）と火山岩はカリ－ナトリウム系列のマグマ生成体に属し，K_2O/Na_2O（重量%）は一般に 0.5-1 である．花崗岩類が形成したチャンバーの熱力学的パラメータと酸性火山メルトが位置するチャンバーの熱力学的パラメータは似ている（第1表）．

安山岩，安山岩質玄武岩，ときに玄武岩と複雑な共存関係を形作っているセノマン期の酸性および正酸性火山岩はペンジナ部，アナドィル部，オホーツク部，中チュコトカ部に特有のものである．前2者の場合，その体積はそれぞれ全火山源地質生成体の8%と5-6%，後2者の場合はそれぞれ1%である．アナドィル部の火山岩被覆層は先に述べた地域と違って中生代褶曲コンプレックスの優地向斜型および移過型断面を備えた褶曲帯に重なっている．しかし，この帯のメソイーズの後地向斜—造山火山活動は主として塩基性組成であった．

すでに述べたように，このイグニンブライト—安山岩—玄武岩共生という酸性および正酸性組成の火山岩生成体は中量，ときに大量のフィールドを形作っている．その中の具体的な火山=構造地質構造内にはホモドローム型遷移性もアンチドローム型遷移性もあるはずである．酸性および正酸性火山岩中の斑晶鉱物の共生関係は，正酸性イグニンブライト中には通常カリ長石と石英の斑晶がないのに，烈しい安山岩質火山活動にひきつづいて形成したイグニンブライト中にみられる当該共生関係に類似している．

シホテ=アリン火山源地質生成帯のはっきりした部分はメソイーズ中の後地向斜性マグマ作用の発達と密接な空間的，時間的な関連をもって形成された．この火山源地質生成帯の南半部は，古生代，三畳紀，ジュラ紀，白亜紀（セノン期前期以前）の地向斜性火山源—珪質層と陸源層からなるシホテ=アリン系のプリブレージュヌィ背斜帯と一部グラブヌィ複向斜上に分布する．火山源地質生成帯の岩層下のシホテ=アリン系の厚さは 10,000–15,000 m と概算されている (Geology of USSR, vol. 32, 1969)．シホテ=アリン火山源地質生成帯北部では地向斜コンプレックスの厚さが急激に厚くなり，ジュラ紀と白亜紀（セノン期初期を含め）の主として陸源層だけが厚さ 15,000–17,000 m を有する (Geology of USSR, vol. 32, 1969)．

当該酸性火山活動現象はきわめて不均一な性質を備え，明らかに火山源地質生成帯の基盤構造の特徴に支配されている．南部では白亜紀の火山源地質生成帯発達段階の酸性および正酸性火山岩の量は火山岩生成体総量の80%を占めるが，北部では，30%である．またこの火山源地質生成帯の南部では上記酸性生成体の形成に先立つ安山岩が散点的に発達し，北部ではきわめて広く分布する．このシホテ=アリン火山源地質生成帯の2部分の場合，酸性火山岩はカリ型，すなわち $K_2O/Na_2O = 1.1\text{-}1.3$ のものが卓

第 1 表

安山岩質 (と玄武岩質) 火山活動に対する関係	先行する安山岩質火山活動を欠く
分布 (( ) 内は当該部の総火山岩量に対する割合)	中チュコトカ部 (95%)
地質時代	オーブ期
基盤構造の構成と発達の性質	古生代と中生代前期の主として劣地向斜褶曲コンプレックス：地背斜が卓越する条件下の強い白亜紀前期の花崗岩質マグマ作用
火山岩フィールドの規模	大量のフィールド (ペクトイメリ盆地—40,000 km^3)
生成順序のタイプ	アンチドローム型
斑晶の鉱物共生関係とアルカリ含有率の特徴	酸性組成—灰曹長石，黒雲母，角閃石，石英，サニディン：$K_2O+Na_2O=7.6–8.2\%$, $K_2O/Na_2O=1.25$ 正酸性組成—中性長石，黒雲母，角閃石，輝石，$K_2O+Na_2O=6.6\%$, $K_2O/Na_2O=1.1$
物理化学的特徴	$SiO_2>68\%$: $T=650–700\,°C$, $P_{H_2O}=2{,}000\ kg/cm^2$ $SiO_2=63–68\%$ $T=800–900\,°C$, $P_{H_2O}=2{,}500\ kg/cm^2$
イグニンブライトとの空間的・時間的関係	イグニンブライトに先行するか同時
酸性および正酸性貫入岩の主なタイプ，そのアルカリ度の特徴	石英閃緑岩，花崗閃緑岩，花崗岩，優白質花崗岩 $K_2O+Na_2O=7.6–8.2\%$, $K_2O/Na_2O=0.6–2.4$ 平均 1.5
地質データによる形成深度	1–1.5 km
花崗岩類の晶出作用の物理化学的特徴	$T=550–650\,°C$, $P_{H_2O}=1{,}000–2{,}000\ kg/cm^2$

越する．これと近親関係にあるパチェラス系とベルフネウドマ系のエピ帯状花崗岩類は，イゾフら (E. P. Izokh, V. V. Russ, 1967) によると，主として火山源地質生成帯の範囲，すなわちメソゾイーズの褶曲構造部に認められる．この花崗岩類は，火山岩の場合と同じように，ナトリウムよりもカリウムが多い ($K_2O/Na_2O=1.1–1.3$) ことを特徴とする．

シホテ=アリン火山源地質生成帯の始新—中新世発達期の酸性火山岩類は安山岩と玄武岩の形成に代表される．北側の部分ではそれが全火山岩類総量の5％を越えず，南側の部分では20%を占める．これらと共存するプリブレジュヌィ系の花崗岩類と同じように，当該火山岩類は正酸性の場合にカリウムよりもナトリウムが少し多くてアルカリ含有量が多く，酸性の場合にカリウム・ナトリウムがほぼ等しいことを特徴とする．

本州=朝鮮火山源地質生成帯は主として白亜紀後期に本州南西部と朝鮮南東部に現われた烈しい火山活動によって形作られた．火山岩質岩層は多くの場合パレオゾイーズとバイカリーズの褶曲した，深く

烈しい安山岩質火山活動後	安山岩質（と玄武岩質）火山活動と密接に関係して
ペンジナ部（35%）とオホーツク部（25%）	ペンジナ部（8%），アナドイル部（5—6%），オホーツク部と中チュコトカ部（1%）
オーブ期後期，オーブ期後期—セノマン期	セノマン期
オホーツク部は普通の隆起運動を経たメソゾイーズ褶曲帯（劣地向斜型と移過型）：前期白亜紀開始期に花崗岩類主要部分が形成し終えた．ペンジナ部は強い花崗岩質マグマ作用がみられない古期山塊とメソゾイーズ帯：中生代後期凹地が広く発達	アナドイル部は優地向斜および移過型のメソゾイーズ褶曲コンプレックス帯：烈しい中生代後期玄武岩質マグマ活動：中生代後期凹地が広く発達
大量および中量のフィールド	中量および大量のフィールド
ホモドローム型	規則性なし
酸性組成—灰曹長石，黒雲母，角閃石，サニディン，石英，輝石，$K_2O+Na_2O=7.2–7.3\%$，$K_2O/Na_2O=0.9$ 正酸性組成—灰曹長石，中性長石，黒雲母，石英，アノーソクレース，輝石，$K_2O+Na_2O=7.4–7.9\%$，$K_2O/Na_2O=0.65$	酸性組成—灰曹長石，黒雲母，石英，サニディン，角閃石，輝石，$K_2O+Na_2O=7.1–8.8\%$，$K_2O/Na_2O=0.94$ 正酸性組成—灰曹長石，中性長石，黒雲母，角閃石，輝石，$K_2O+Na_2O=6.0–6.7\%$，$K_2O/Na_2O=0.79$
$SiO_2>68\%$： $T=650–900\,°C$, $P_{H_2O}=500–1{,}200\ kg/cm^2$ $SiO_2=63–68\%$ $T=700–900\,°C$, $P_{H_2O}=1{,}200–2{,}000\ kg/cm^2$	$SiO_2>68\%$： $T=650–750\,°C$, $P_{H_2O}=500–1{,}200\ kg/cm^2$ $SiO_2=63–68\%$： $T=800–850\,°C$, $P_{H_2O}=1{,}200–2{,}000\ kg/cm^2$
イグニンブライトと同時かその後	花崗岩類を欠く模様
花崗閃緑岩，アダメライト，花崗岩，優白質花崗岩 $K_2O+Na_2O=6.9–8\%$，$K_2O/Na_2O=0.5–1.5$ 平均 1.0	
1.0 km	1.0 km
$T=600–800\,°C$, $P_{H_2O}=500–1{,}200\ kg/cm^2$	$T=600–800\,°C$, $P_{H_2O}=500–1{,}200\ kg/cm^2$

変成されたコンプレックス上に重なっている．本州島南部ではパレオゾィーズとバイカリーズが中生－新生代秩父褶曲帯と境を接する．

本州の多くの地域で，5期の火山源地質生成帯発達段階が確認されている（K. Ichikawa, H. Murakami ほか，1968）．第1段階の安山岩質火山活動は非常に限られた役割しか果していない．すなわち，その活動生成量は火山源地質生成帯の火山岩類総量の約5%にすぎない．この場合，凝灰岩と凝灰角礫岩が主で，安山岩と安山岩－石英安山岩の熔岩は少ない．貫入マグマ活動は弱く，玢岩の小規模な岩株や岩脈の形で現れているだけである．

強い酸性火山活動が始まったのは安山岩－石英安山岩質，石英安山岩質，流紋岩－石英安山岩質の中心型および割れ目型噴出体として白亜紀後期の前半である（第2段階）．酸性火山岩類の大部分は流紋岩－石英安山岩質イグニンブライトの広大なフィールド（53,000 km^3）を構成し，これが第3段階に形成されたものである．これらの岩石は石英，2種の長石，黒雲母，角閃石からなるイントラテルリック斑

晶を30－50%含んでいる．まれには斜方輝石と単斜輝石が，ごくまれには鉄に富むかんらん石が認められることもある．第2段階と第3段階の火山岩層は主として黒雲母－角閃石花崗閃緑岩と黒雲母アダメライトからなる花崗岩類（第4段階）に切られている．

第5段階の火山岩はごく小規模に分布し（1－1.5%），そのうちの前期のものは安山岩と石英安山岩の熔岩，後期のものは流紋岩の熔岩である．これらの火山岩は第4段階の火成岩に組成のよく似た深成岩に切られている．火山活動の進行につれて火山岩のアルカリ度の特徴が規則的に変化し，当初ナトリウムに富む火山活動（$K_2O/Na_2O=0.5$）が中期までカリウムに富む（$K_2O/Na_2O=1.2$–1.3）火山活動に変化し，末期には再びナトリウム系とカリウム－ナトリウム系の火山岩（$K_2O/Na_2O=0.5$–0.9）が卓越している．貫入岩はアルカリ度の性質（$K_2O/Na_2O=1.1$–1.2）と鉱物の特徴からすると，中期のイグニンブライトの場合に類似する．

本火山源地質生成帯の最北東部には「濃飛流紋岩」の名称で知られた大規模なイグニンブライトのフィールドが拡がり（河田清雄，1971），その量は約 10,000 km^3 である．「濃飛流紋岩」の形成は安山岩質火山活動期に先行するものでない．初期には同部分でクリスタロクラスチック物質（結晶質物質）に乏しい超酸性イグニンブライトが噴出し，それが後にクリスタロクラスチック物質に富んだ流紋岩－石英安山岩質および石英安山岩質のイグニンブライト形成体に変わる（アンチドローム型生成順序）．中期には大量の流紋岩質および流紋岩－石英安山岩質のイグニンブライトが形成され，次いで安山岩－石英安山岩の凝灰岩と凝灰角礫岩の噴出がそれに続き，さらにそれがイグニンブライト間層を伴った流紋岩の凝灰角礫岩の形成に変わっている．これらすべての岩石の特徴といえるのはカリウムとナトリウムの比がほぼ等しいことであるが，ときにはカリウムがナトリウムよりも幾らか多いこともある（$K_2O/Na_2O=1.1$–1.5）．

上述のデータから，火山源地質生成帯の東アジア生成系範囲における酸性火山活動の発達上の特徴について，幾つかの普遍的な結論がひき出し得る．

1. 酸性火山活動は相互に直接関係がない幾つかの要素に規制された．その要素とは，基盤構造の性質，メソゾイーズ中のエピ地向斜性マグマ作用との時間的関係，そして火山源地質生成帯そのものの安山岩質，安山岩-玄武岩質火山活動との空間的・時間的関係である．

2. 縁部火山源地質生成帯の形成が新生代褶曲区の地向斜系の発達過程と因果関係にある（V. F. Belyy, S. M. Til'man, 1966; Ye. K. Ustiev, 1959）ことには違いないが，酸性火山岩物質が大量に噴出したのは大陸型地殻がすでに形成されていた（または形成されつつあった）地帯だけである．酸性火山活動がもっとも強く現われたのは日本である．オホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯では安山岩に比較して酸性火山岩は副次的な役割しか果しておらず，ほとんど外帯と翼部にだけ見られるにすぎない．この火山源地質生成帯内で酸性火山岩の量がもっとも少ないのは優地向斜褶曲基盤を有するアナドィル部であり，もっとも多いのは中チュコトカ部と翼部である．酸性火山活動生成体の相対量からいえば，シホテ=アリン火山源地質生成帯は本州=朝鮮火山源地質生成帯とオホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯との中間に当たる．またシホテ=アリン火山源地質生成帯では，オホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯の場合と同じように，酸性火山活動の役割は基盤構造の性質の変化に伴って変化している．

3. 一般に酸性火山活動は安山岩質火山活動に続いて進行している．安山岩質火山活動の強さが比較的弱かった場合（本州）でも，深部の安山岩質および玄武岩質マグマ留は地殻中における花崗岩質マグマの形成を促進したイントラテルリックな流体の起源に重要な役割を果している（V. F. Belyy ほか，1972）．その論拠として，酸性火山活動が独立進行した後にはほとんど常に対照的な流紋岩－安山岩－玄武岩岩系岩層が形成し，その中の酸性火山岩は一般に比較的ナトリウム含有率が高いという特徴を有する事実をあげることができる．

4. 火山源地質生成帯各部分の形成がメソゾイーズ中のエピ地向斜性花崗岩質マグマ作用の発展と時間的に一致する場合には，酸性火山活動が安山岩質火山活動と関係なく進行し得た（オホーツク=チュコトカ火山源地質生成帯の中チュコトカ部，シホテ=アリン火山源地質生成帯の南部）．その際，酸性火山活動生成体の量は急増し，当該生成体の化学的性質の特徴とおそらくメタロジェニックな特徴もメソ

ゾイーズのエピ地向斜性花崗岩類から継承されている．

5. 酸性マグマのマグマ留が地殻中に存在することはまず間違いなく，「濃飛流紋岩」と近親関係にある花崗岩中の $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比が低い（0.7086）（松本，1968）原因はおそらく地殻とマントルの物質が相互反応した形に求めるべきであろう．

文　献

V. F. Belyy (1961) Stratigraphy and tectonics of northern part in Okhotsk = Chukotka volcanogenic belt (Central Chukotka): Material to geology and useful minerals of North-East, vol. 15, Magadan (in Russian).

V. F. Belyy (1968) Marginal volcanogenic belts and geosynclinal process: in Book 「Volcanism and tectogenesis」, Reports of soviet geologist, International geology congress, 23 seccion (in Russian).

V. F. Belyy ほか (1972) Acidic volcanism and some problems of oregenesis in Okhotsk = Chukotka volcanogenic belt: in 「Actual problems of gold geology in North-East of USSR」, Report of North-East scientific institute, No. 44 (in Russian).

V. F. Belyy, S. M. Til'man (1966) Tectonics and history of development of Okhotsk = Chukotka volcanogenic belt: Geotektonika, No. 2 (in Russian).

M. L. Gel'man, V. F. Belyy (1963) Petrochemical characteristics of cretaceous and early paleogenic effusives in north-western Chukotka: Report of Laboratory of volcanology, Science Academy of USSR, No. 25 (in Russian).

Geology of USSR, vol. 32(1969) 「Nedra」 (in Russian).

E. P. Izokh, V. V. Russ ほか (1967) Intrusion series of northern Sikhote = Alin and lower Priamur, their ore-containity and origin: 「Nauka」 (in Russian).

Ye. K. Ustiev (1959) Okhotsk tectono-magmatic belt and some its related problems: Sovietskaya geologiya, No. 3 (in Russian).

K. Ichikawa, H. Murakami and others (1968) Late mesozoic igneous activity in the inner side of southwest Japan. Pacific geology—1/1968: Tsukiji Shokan, Tokyo.

K. Kawada (1971) Geology and petrology of the Nohi rhyolites with special reference the those along the Hida river: Report of Geological Survey of Japan, No. 243.

T. Matsumoto (1968) A hypothesis on the origin of late mesozoic volcano-plutonic association in East Asia: Pacific geology—1/1968, Tsukiji Shokan, Tokyo.

新 着 資 料 の 紹 介

資 料 室

1) **Ю. Н. Яковлев, А. К. Яковлева** (1974) :「Минералогия и геохимия метаморфизованных медно-никелевых руд (被変成銅－ニッケル鉱の鉱物学的および地球化学的研究)」, ナウカ出版所レニングラード支所, 330 p., 図 123, 表33, 付表19, 参 273, 27×18 cm (露文), UDC: 553.43+553.48+549.263+549.281 (470.21)

目　次

第1部　アラレチェンスキー地区の地質と銅－ニッケル鉱床の特徴

第1章　地質とメタロジェニーの特徴

地質概況　地質構造概況　銅－ニッケル鉱床の地質・構造上の特徴（アラレチェンスキー鉱床田　探査地区　各種タイプ別鉱床分布について）

第2章　母岩の岩石地質学的特徴

角閃岩　片麻岩　花崗片麻岩　花崗岩ペグマタイト　交代岩　母岩の化学組成　まとめ

第3章　超塩基性岩

概説　超塩基性岩の分類　山塊の構成　超塩基性岩の岩石学的特徴　超塩基性岩の変成　超塩基性岩の岩石化学的特徴　まとめ

第4章　鉱石のタイプと鉱物学的特徴

鉱石の分類　鉱化超塩基性岩—A群（粗鉱染鉱—I型　密鉱染鉱—II型）　構造帯中の鉱石—B群（角礫状鉱—III型　緻密鉱—IV型）　鉱化側岩・外接触岩—C群（鉱化外接触岩—V型　鉱化側岩—VI型）　幾つかの注釈

第2部　銅－ニッケル鉱と側岩の鉱物と化学的性質

第5章　主要鉱石鉱物

磁硫鉄鉱　単硫鉄鉱　硫鉄ニッケル鉱　黄銅鉱　磁鉄鉱　黄鉄鉱　紫ニッケル鉱

第6章　副成鉱石鉱物

チタン鉄鉱　マッキナワイト　バレリアイト　キューバ鉱　斑銅鉱　針ニッケル鉱　白鉄鉱・メルニコバイト・黄鉄ニッケル鉱　尖晶石・クロム鉄鉱　珪灰鉄鉱　金紅石・鋭錐石・スフェーン　黒鉛・褐簾石　磁硫銅鉄鉱・硫砒鉄鉱　閃亜鉛鉱・方鉛鉱　輝水鉛鉱・自然金　テルル化物　パーケライト・鉱物B　輝銅鉱・ダイジェナイト・銅藍　自然銅　赤鉄鉱・酸化鉄　未決定鉱物

第7章　超塩基性岩の初成鉱物

かんらん石　斜方輝石　蛇紋石

第8章　超塩基性岩の二次鉱物

カルシウム角閃石　カミングトン角閃石　直閃石—ゼードル角閃石系列　金雲母　緑泥石

第9章　母岩と側岩の非金属鉱物

黒雲母　白雲母　カルシウム角閃石　石英　単斜輝石　ざくろ石　鉄閃石　緑泥石　燐灰石　電気石　緑簾石

第10章　鉱石の化学組成

概説　鉱石の平均組成　鉱石のタイプ別主要有用成分品位と比率　鉱石の副成分品位

第11章　銅－ニッケル鉱床の成因について

概説　鉱物共生関係と晶出順序　硫化物鉱床生成の2・3の問題点

まとめ
付表：鉱物の化学分析，その計算，物理的性質
1：鉱石鉱物　2：かんらん石と斜方輝石　3：超塩基性岩のカルシウム角閃石　4：カミングトン角閃石一鉄閃石　5：直閃石一ゼードル角閃石　6：雲母と緑泥石　7：母岩のカルシウム角閃石　8：単斜輝石　9：ざくろ石　10：燐灰石・電気石・フフェーン・緑簾石・褐簾石　11：鉱石鉱物の微硬度　12：440–690 nm 範囲での鉱石鉱物の反射能（絶対%）　13：超塩基性岩のカルシウム角閃石の光学的性質　14：カミングトン角閃石の光学的性質　15：雲母の光学的性質　16：母岩のカルシウム角閃石の光学的性質　17：ざくろ石の物理的性質　18：ざくろ石の組成　19：鉱物のデバエグラム

2) ソ連科学アカデミー極東科学センター（1974）：「Аномальные гравитационные поля Дальневосточных окраинныk морей и прилегающей части Тихого океана（極東諸縁海と太平洋隣接地域の重力異常域）」，ナウカ出版所シベリア支所，ノボシビールスク，108 p., 図42，表1，参136, 26×17 cm（露文）

目　次

第1章　研究対象水域の概要
第2章　重力探査と解釈法
　§1　重力探査研究史，測定機器，図化法，精度
　§2　海底重力測定の補正，ファイ補正，ブーゲー補正，地形－均衡補正
　§3　均衡重力異常計算法
　§4　実際厚度と理論厚度の関係にもとづく地殻の均衡状態評価法
　§5　複対数計算図表を利用したブーゲー異常の解釈法
　§6　地殻平均密度図構成法，その重力の影響の計算法，上部マントルの密度不均等性に起因した重力異常区分法
　§7　上部半空間への重力場変形法
第3章　異常重力場とその調査水域深部構造との関係
　§1　ブーゲー補正後の重力異常
　§2　ファイ補正後の重力異常
　§3　上部半空間への変形による異常重力場の変化
　§4　理論上の重力異常
第4章　調査水域の地殻の均衡状態
　§1　均衡重力異常による地殻の平衡の評価
　§2　実際厚度と理論厚度の関係にもとづいた地殻の平衡の評価
　§3　圧力計算にもとづいた地殻の平衡の評価
　§4　地震発生度と地殻均衡状態との関係
　§5　新期および現世の地殻運動とアイソスタシーの相関性
第5章　重力測定資料による調査水域の深部構造
　§1　重力測定資料による地殻と上部マントルの深在断層および地塊一地層構造
　§2　重力測定資料と地震資料の総合解釈にもとづく地殻と上部マントルの構成物質密度の不均一性
　§3　上部半空間への重力場の変形結果による上部マントル物質密度の不均一性
　§4　上部マントル密度の不均一性とその分布規則性の比較評価
　§5　上部マントルの密度不均一性と諸作用
まとめ

3) ソ連科学アカデミー鉱床生成作用科学委員会編（1974）：「Рудносные коры выветривания（含鉱風化殻）」，ナウカ出版所，モスクワ，358 p., 27×18 cm（露文）

目　次

Д. Г. Сапожников ほか5：ソ連のラテライト質ボーキサイト（図1，表2，参31）　p. 5–17
В. А. Лебедев：チマン川中流流域のラテライト風化殻（図1，表1，参1）　p. 18–25
А. В. Манаева ほか1：沿サライル地域南西部のラテライト風化殻（表2）　p. 26–30
Н. А. Лизалек ほか3：エニセイ山脈含ラテライト質ボーキサイト風化殻（表1，参11）　p. 31–36
Р. С Родин ほか5：シベリア卓状地西部の中生－新生代含ボーキサイト風化殻（図1，表2）p. 37–44
В. Г. Рыбаков ほか1：沿バイカル地方西部のツロン鉱床のボーキサイトと風化殻（表3，参2）　p. 45–51
Л. А. Гузовский ほか1：南ウラル地方の高アルミナ風化殻とラテライト－ボーキサイト探査の展望（表1，参3）　p. 52–54
Г. И. Вялухин ほか1：ツルガイ凹地西部1鉱床のボーキサイトの成因問題によせて（図3）p. 55–62
Ю. Ю. Бугельский：キューバの風化殻の推定ボーキサイト胚胎性について（図5，表1，参9）　p. 63–68
Ю. П. Казанский：先カンブリア紀後期の風化作用とボーキサイト生成作用（表1，参17）　p. 69–72
С. И. Чайкин：クルスク磁気異常地域高品位鉄鉱の成因の諸見地について（表3，参11）　p. 73–80
В. М. Кравченко：ウクライナ楯状地とボロネシュ陸背斜の風化殻の鉄鉱床（図1，参19）　p. 81–87
И. И. Удина ほか1：タガル鉄鉱床の風化殻（図2，表4，参11）　p. 88–96
А. Н. Цибизов ほか1：クルスク磁気異常地域含鉄珪岩層の古風化殻（図2，表1，参4）p. 97–103
В. В. Добровольский：ウガンダとタンザニアのラテライト中の鉄鉱濃集体と合金用金属（Ti, V, Ni, Co, Cr, Mo）集積体について（図3，表2，参14）　p. 104–110
К. К. Никитин：超塩基性岩の風化殻とそのニッケル胚胎性（表1，参10）　p. 111–119
И. В. Витовская ほか1：珪酸塩ニッケル鉱床生成時におけるニッケル添加量について（図3）　p. 120–125
Е. Н. Куземкина ほか1：超塩基性岩オーカ帯の含ニッケル鉱物（表2，参10）　p. 126–131
К. Г. Бородина ほか2：サハリンスクはんれい岩－輝岩－ダナイト山塊の超塩基性岩の鉱床胚胎性（表1，参2）　p. 132–136
К. Г. Бородина：超塩基性岩山塊中の長石質岩岩脈の風化と含ニッケル風化殻生成へのその役割（図1，表2，参6）　p. 137–142
И. И. Эдельштейн ほか1：風化殻主要鉱物中におけるニッケルの存在形態（図4，表3，参22）　p. 143–151
И. А. Журавлева ほか2：セロフ鉱床コバルト-ニッケル鉱の含鉄型について（表5，参28）p. 152–162
Л. И. Кононова ほか2：セロフ表成ニッケル鉱床（表3，参11）　p. 163–172
Н. В. Петровская ほか1：風化殻中の金（図4，参28）　p. 173–182
Э. В. Мельничук：風化殻生成過程に関連したウクライナ楯状地北東部の含金性に関する問題によせて（図1，表1，参4）　p. 183–185
Н. В. Нестеров：太平洋帯ソ連領の金鉱床と風化殻との関係について（図2，表1，参3）p. 186–191
В. А. Стаников：砂金鉱床生成作用における古ゴッサンの役割（参16）　p. 192–196
Л. Д. Русакова：含金含銅硫化鉄鉱鉱床の表成累帯構造（表1，参23）　p. 197–202
И. Е. Куренкина ほか2：チェルニャン鉱床脈状炭酸塩－珪酸塩岩の含チタン風化殻（表4）　p. 203–210
В. В. Бурков ほか1：風化殻中の稀元素鉱床（表1，参25）　p. 211–217
Ю. Л. Капустин：カーボナタイト風化殻の構造と鉱物（表1，参5）　p. 218–223
Н. Е. Чистяков：ウラル地方交代ペグマタイト風化殻中の稀少金属鉱床（表4，参10）　p. 224–228

B. T. Погребнойほか 1 ：沿ドニエプル地方結晶岩風化殻のタンタル含有性の展望について p. 229–233
A. M. Болотов ほか 1 ：沿アゾフ地方とコクチェタフ地塊の含稀少金属風化殻（表 5 , 参 4 ）
p. 234–240
M. B. Чеботарев ほか 1 ：風化殻の可採鉱床 p. 241–248
A. П. Сигов：ウラル地方の鉱床胚胎風化殻と当面するその応用研究課題（図 3 , 表 1 , 参11）
p. 249–258
M. Л. Эльянов ほか 3 ：ウクライナ楯状地風化殻の鉱物資源（図 1 , 表 1 , 参 9 ） p. 259–264
T. K. Ломоносова ほか 2 ：沿バイカル新生代凹地の白亜紀—古第三紀風化殻（表 1 , 参 7 ） p. 265–270
Г. X. Файнштейн：シベリア卓状地堆積被覆層の風化殻と砂鉱床の形成に対するその役割（参 5 ）
p. 271–277
B. П. Рахманов：ソ連の含マンガン鉱風化殻とその稼行・探査の価値（図 1 , 参11） p. 278–283
B. M. Якушев：マリ共和国サバンナ帯風化残留層の鉱物資源（図 1 , 参11） p. 284–290
A. H. Фокин：風化殻と鉱床酸化帯（表 3 , 参 7 ） p. 291–296
Л. A. Матвеева：有機鉱物化合物の性質と風化過程でのその役割（図 4 , 表 1 , 参25） p. 297–306
B. A. Броневой：理論的多湿風化作用モデルとボーキサイト生成の諸問題（図 2 , 表 2 , 参23）
p. 307–317
E. Г. Куковский：風化作用によるアルモ珪酸塩と珪酸塩の構造転移について（参12） p. 318–323
M. M. Ильвицкий ほか 2 ：カルナウホフスキー山塊の超塩基性岩とその風化殻のニッケル, コバルト, クロム, 鉄の傾向分析（図 1 , 表 7 , 参 7 ） p. 324–331
Ю. K. Бурков ほか 2 ：風化殻の生成条件・鉱床胚胎性研究への統計学の総合利用（図 4 , 参 6 ）
p. 332–340
Ю. B. Ваньшин ほか 3 ：南ウラル地方の風化殻の研究を例とした外因性地質過程の絶対年代測定への古磁気データの利用について（図 1 , 表 1 , 参 6 ） p. 341–354

4） **Э. Г. Дистанов, К. Р. Ковалев** (1975)：「Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданнополиметаллических руд Озерного месторождения（オゼルヌィ鉱床熱水－堆積硫化鉄鉱－多金属鉱石の構造と組織）」, ソ連科学アカデミー シベリア支部地質・地球物理研究所報告, 179号, 本文 72 p., 図版 195, 図18, 表 2 , 27×18 cm（露文）, UDC: 553.277: 44

目 次

第 1 章 オゼルヌィ鉱床地質・鉱床生成条件概説
地域の地質の特徴
鉱床の地質構造
鉱体の形態と構造
鉱石の鉱物組成と構造・組織の特徴
鉱石の地球化学的特徴
鉱石沈殿条件と沈殿過程の性質
第 2 章 オゼルヌィ鉱床硫化鉄－多金属鉱石の構造と組織
縞状鉱の構造と組織
鉱石の堆積角礫構造
ダイアジェネシスと非造構変形の構造
エピジェネシスと転位変成の構造と組織
熱水－交代鉱の構造と組織
接触変成鉱の構造と組織
まとめ
図版

5) **Ю. ф. Чемеков, В. И. Галицкий** (1974)：「Погребенный рельеф платформ и методы его изучения（卓状地の埋没起伏とその研究法）」，ネドラ出版所レニングラード支所，207 p.，図48，表1，参 319，22×15 cm（露文），UDC: 551.4+550.81

目　次

2. 古地理学的研究と埋没地形の研究
2.1. 古地理学，その目的，課題，研究対象
2.2. 埋没起伏
2.3. 埋没起伏研究の理論的および実際的意義
2.4. 埋没起伏研究の目的と課題
3. 埋没起伏の形成と進化
3.1. 起伏の生成
3.2. 起伏地形の埋没
3.3. 埋没後の起伏の変化
3.4. 埋没起伏の消失
4. 埋没起伏の研究法
4.1. 方法の分類
4.2. 地質学的方法
4.3. 古水理地質学的解析法
4.4. 地球物理学的方法
4.5. 数学的方法
4.6. 古地形学的・地形学的方法
5. 埋没起伏図の編纂
5.1. 古地形図の編纂
5.2. コンピュータによる埋没起伏図の編纂
6. 埋没起伏の復元
6.1. 広域埋没地形復元の試み
6.2. 広域陸・水域埋没起伏復元の試み
6.3. その他の埋没起伏復元の試み
7. 埋没起伏と鉱物資源
7.1. 炭層
7.2. ボーキサイト
7.3. 砂鉱
7.4. 石油と天然ガス
7.5. その他の鉱物資源
8. まとめ

6) **Ю. В. Казицын** (1972)：「Метасоматизм гидротермальных месторождений（熱水鉱床の交代鉱床）」，ネドラ出版所レニングラード支所，144 p.，図24，表17，参129，22×15 cm（露文），UDC: 553.22: 553.065

目　次

第1章　交代作用に関する認識の一般的な問題
第2章　交代過程の理論の諸要素
第3章　側岩の研究法
第4章　低温熱水鉱床の側岩
第5章　現世・古期火山作用地域の低温鉱床の側岩

第6章　脈状・網状中温熱水鉱床の側岩
第7章　脈状・網状高温熱水鉱床の側岩
第8章　交代岩の生成型式とその鉱床規制上の意義

7）ブルガリア科学アカデミー地質研究所編（1974）：「Минерогенезис（鉱物成因論）」，ブルガリア科学アカデミー出版所，ソフィア，457 p., 25×18 cm（本文：露文・英文・ブルガリア文・独文，抄録：英文・露文）

目　次

還暦を迎えた科学アカデミー会員イワン　コストフ教授（英文）　p. 13–20
В. И. Смирнов ほか2：鉱物研究におけるX線スペクトル微量分析（図5，表2，参22，露文）　p. 31–42
Ф. В. Чухров：熱水－堆積鉱床について（表1，参23，露文）　p. 43–53
Г. С. Дзоценидзе：先カンブリア紀の火山作用について（参19，露文）　p. 55–62
И. И. Шафрановский：鉱物学的結晶学における対称性―複対称性の一般原理（図2，参10，露文）　p. 63–68
Д. П. Григорьев：結晶の組織―自動微光度計による結晶の累帯構造の研究（図7，参8，露文）　p. 69–77
砂川一郎：自然界における結晶の成長（図7，参25，図版3，英文）　p. 79–89
Г. П. Барсанов ほか3：磁鉄鉱－マグネシオフェライト類質同像系の天然のフェライト―酸化物の諸性質について（図5，参15，露文）　p. 91–100
В. А. Франк-Каменецкий ほか1：熱水条件下のゲルと粘土鉱物の構造転移（図5，参20，露文）　p. 101–110
P. Hartman：螢石の晶相について（図1，表1，参27，英文）　p. 111–117
W. Nowacki ほか5：硫塩についての2・3の新研究（図1，参5，英文）　p. 119–124
Е. К. Дазаренко ほか1：新資料に照したペグマタイトに関する認識（参38，露文）　p. 125–132
А. С. Поваренных：鉱物の組成と性質との相関性および性質間の関連性（図3，参16，露文）　p. 133–138
А. А. Годовиков ほか1：金属塩化物と半金属硫化物の相互反応による銀の硫塩の合成（表1，参32，露文）　p. 139–146
A. Beran ほか2：オーストリア国ワルドバッハ近郊ブッシュワルド鉄鉱床産ざくろ石の化学組成（表1，参10，英文）　p. 147–150
П. Пешев ほか3：化学的移動反応による α-Fe_2O_3 単結晶の合成について（図5，表4，参26，露文）　p. 151–160
L. Kopecky ほか1：北ボヘミア地方トレベニッツェ近郊 T-7 号井産超変成岩の縞状構造（図2，表3，参12，独文）　p. 161–169
Й. Минчева-Стефанова：閃亜鉛鉱結晶の累帯構造について（図14，表1，参18，露文）　p. 171–188
G. K. Kirov：2反応物質のカウンター拡散による一次沈殿（図3，表1，参11，英文）　p. 189–197
И. Бонев：黄銅鉱中の骨格状閃亜鉛鉱包有物とその成因（図3，参16，露文，図版2）　p. 199–209
Л. Филизова ほか1：ヒューランダイトとクリノプチロライトの化学的性質（図2，表4，参20，露文）　p. 211–218
Т. Г. Радонова ほか1：パナギュリシュテ地方アサレル銅鉱床産葉蠟石（図3，表3，参21，ブルガリア文）　p. 219–227
В. Бресковска ほか1：燐酸イットリウム鉱とモナズ石の連晶例（図2，表3，参13，ブ文）　p. 229–236
Т. Тодоров ほか1：リシオフォライト－ブルガリアの新鉱物（図1，表2，参11，ブ文）　p. 237–241
М. Н. Малеев：中央ロドプ山脈ミハルコボ螢石鉱床地区産ハンタイト（図4，表3，参17，ブ文，図版2）　p. 243–251

Л. Грозданов：ビトシヤ山脈リパタ鉱山ペグマタイト産黒雲母（図2，参19，ブ文） p. 253-261
Б. Богданов ほか1：パナギュリシュテ鉱床生成域銅－黄鉄鉱鉱床の鉱物共生関係（図10，参14，ブ文） p. 263–275
М. Стефанова ほか1：ソフィア地区スビドニャ村付近の黒雲母－カタフォライト－ランプロアイト産燐灰石の成因的および化学的特徴（図3，表2，参11，ブ文） p. 277–285
Ел. Алексиев：地殻花崗岩層の成因の地球化学的規準（図2，表2，参33，ブ文） p. 287–297
И. М. Иванов：花崗岩ペグマタイトの成因的分類について（図1，表1，参58，露文） p. 299–314
В. Арнаудов ほか3：長石中の鉛同位体組成に関するデータから決定した南ブルガリアのペグマタイトの絶対年代と成因（図2，表1，参45，ブ文） p. 315–332
М. Стефанова ほか1：ランプロアイト質ソジウム－アルカリ岩の地球化学と鉛同位体組成（表5，参22，ブ文） p. 333–348
st. Boyadjiev：バルカン半島の先中生代基盤の同位体年代決定の結果について（図2，表1，参44，英文） p. 349–363
Ел. Димитрова ほか1：西バルカン山脈における輝緑岩－千枚岩類岩系の岩石学的研究（図3，表3，参28，ブ文） p. 365–378
Е. Кожухарова ほか1：サカル山脈南斜面産およびジミトロフグラード地区産先カンブリア紀変成マグマ岩岩脈（図2，表2，参6，ブ文） p. 379–386
Р. Арнаудова：オスソゴボ第三紀マグマ岩晶出過程の特徴（図3，表1，参14，ブ文） p. 387–394
Ив. Велинов：西スレドノゴリエ地方白亜紀後期熱水変質火山岩と沸石との関係（図5，表1，参19，ブ文） p. 395–404
H. Neels：微結晶沈殿物の研究（図16，表3，参19，英文） p. 405–417
Б. Г. Кольковски ほか1：ブルガス地方バルリ=ブリャグ銅鉱床産ビスマス硫塩鉱物（図版1，表6，参30，露文） p. 419–436
Ст. Чипчакова ほか1：パナギュリシュテ鉱床生成域エルシツァ=西銅-黄鉄鉱鉱床およびゴリャモ=ペテロボ高原のアージリサイトの生成タイプ（図4，表4，参30，ブ文，図版1） p. 437–453

8） ソ連地質省全ソ地質研究所（1974）：「Термический анализ минералов и горных пород（鉱物と岩石の熱分析）」，ネドラ出版所レニングラード支所，399 p.，図 233，表36，文献 271，22×15 cm（露文），UDC: 543.226: 549+552

目　次

第1部　熱分析法について
　示差熱分析法と熱重力分析法についての概況
　サーモグラムの説明と解読
　　加熱曲線の幾何学的解析　サーモグラムの性質に影響する実験の要素　示差熱曲線を規制する熱効果の物理化学的性質の把握
　示差熱曲線による銅物の同定
　鉱物とその天然の機械的混合物の定性分析
　天然多鉱物混合物の定量分析
　熱分析試料の調整
　鉱物・岩石熱分析用機器
　鉱物同定へのコンピュータの利用について（炭酸塩鉱物の場合）
　熱分析資料記載についての提言
第2部　鉱物のサーモグラムとその解釈
　自然元素
　硫化物と砒化物

研究法　砒化物　硫化物

酸化物と水酸化物

酸化鉄と水酸化鉄　酸化マンガンと水酸化マンガン　鋼玉　水酸化アルミニウム

珪酸塩

ざくろ石　ベスビアナイトと緑簾石族鉱物　葡萄石とパンペリアイト　角閃石　セピオライトとパリゴルスカイト　蛇紋石　滑石と葉蠟石　雲母　バーミキュライトと加水黒雲母　加水雲母と同類似鉱物　粘土鉱物　粘土鉱物と風化殻　加水マグネシウム珪酸塩と加水ニッケル珪酸塩　緑泥石　沸石

炭酸塩

硫酸塩

燐酸塩

ハロゲン塩

銅鉱物

鉛鉱物，鉄鉱物，亜鉛鉱物

第3部　岩石の熱分析

熱水変質超塩基性岩・塩基性岩のサーモグラム記録について

熱水変質超塩基性岩

熱水変質はんれい岩

変質塩基性火山源岩・同火山玻璃

ゴルヌィ　アルタイの低度広域変成岩　ウクライナのオフィオライト岩系変輝緑岩　ムゴジャールのシルル紀　スピライト－輝緑岩岩系　カムチャッカの地向斜初期火山岩

銅硫化物鉱床の酸化帯

銅硫化物鉱床酸化帯産銅鉱物の人工混合物　カリマルイク斑岩銅鉱床酸化帯産天然試料のサーモグラム

第4部　天然有機物と黒鉛の熱分析

各種タイプ有機物の研究法

植物－草炭生成体

草炭

リグナイトと褐炭

瀝青炭

腐泥粘土と可燃性頁岩

瀝青

琥珀

黒鉛

変成作用もしくは輻射エネルギーを受けた天然有機物

広域造進変成作用によって生じた黒鉛　後退変成作用によって生じた黒鉛　接触変成石炭　断層帯中の石炭　輻射エネルギーの作用を受けた瀝青と石炭

変成過程における有機物と無機物の変質の比較

分散有機物を含有する岩石

概説　炭質物－黒鉛質物を含む岩石の層序・構造対比へのサーモグラムの利用について　熱分析を用いた含黒鉛大理石変成度の確定　熱分析を利用した夾炭陸源－珪岩層変成度の決定

9) **В. В. Жданов, Т. П. Малкова** (1973)：「Происхождение железистых кварцитов зон базификауцц（基盤化帯含鉄珪岩の起源)」，ネドラ出版所レニングラード支所，19 p., 表 6，参 24,

22×15 cm（露文），UDC: 553.318

目　次

コラ半島の含鉄珪岩
含鉄珪岩と同随伴岩石の生成
交代作用溶液の組成

地質調査所月報 第27巻 第4号 予告

報　文

けい光X線分析法による岩石中の塩素およびイオウの定量

岩石および鉱物中の主成分のけい光X線分析法――第1報　ガラス円板作成について――

半導体検出器を用いた蛍光X線分析法の検討
その1　分解能による検出エネルギースペクトルの変化

福井県小浜湾の底質分布と堆積環境について

資　料

モンゴルのカンブリア系燐灰土

昭和51年3月16日　印　刷
昭和51年3月22日　発　行

工業技術院地質調査所

印刷者　小宮山一雄
東京都新宿区天神町78番地
印刷所　小宮山印刷工業株式会社
東京都新宿区天神町78番地

© 1976　Geological Survey of Japan

U. I. C. C.
JUN 2 1976
LIBRARY

UDC 55 (05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Isamu KOBAYASHI, Director

Vol. 27 MARCH 1976 No. 3

CONTENTS

K. KODAMA, S. HONDA, H. FUJITA, K. NITTA and Y. SUZUKI: Numerical Analysis of Faulting in the Course of Block Deformation (1)—Effect of width of the basement block on faulting near the earth's surface— 1 (123)

S. WATANABE: Geophysical Study of South Kyushu Based on Analyses of Geomagnetic and Gravitational Anomalies 13 (135)

S. IIZUKA and K. INAMI: Measurements of Physical Properties for Geochemical Rock Standards GSJ JG-1 and JB-1 ..... 33 (155)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Hisamoto, Takatsu-ku, Kawasaki-shi, Japan

地質調月
Bull. Geol. Surv. J.
Vol. 27, No. 3, 1976